N° d'ordre : 13
Série E

THESES

présentées

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE CLERMONT

pour obtenir le Grade de

DOCTEUR ÈS-SCIENCES NATURELLES

par

Robert MICHEL

Chef de Travaux de Géologie et de Minéralogie à l'Université de Clermont
Collaborateur Auxiliaire au Service de la Carte Géologique de France

---

1ère Thèse : Les Schistes Cristallins des Massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo (Alpes Franco-Italiennes).

2ème Thèse : Contribution à l'Étude Pétrographique des Pépérites et du Volcanisme Tertiaire de la Grande Limagne.

Soutenues le 24 Avril 1953 devant la Commission d'examen

MM. M. ROQUES	Président
J. CHAZE	Examinateurs
R. HOVASSE	
P. LAPADU-HARGUES	
J. JUNG, Professeur à la Sorbonne .	

Paru dans : SCIENCES DE LA TERRE - Nancy, Tome I, 1953 - Nos 3 - 4

NANCY
SOCIÉTÉ D'IMPRESSIONS TYPOGRAPHIQUES
1954

N° d'ordre : 13
Série E

THESES

présentées

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE CLERMONT

pour obtenir le Grade de

DOCTEUR ÈS-SCIENCES NATURELLES

par

Robert MICHEL

Chef de Travaux de Géologie et de Minéralogie à l'Université de Clermont
Collaborateur Auxiliaire au Service de la Carte Géologique de France

---

1ère Thèse : Les Schistes Cristallins des Massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo (Alpes Franco-Italiennes).

2ème Thèse : Contribution à l'Étude Pétrographique des Pépérites et du Volcanisme Tertiaire de la Grande Limagne.

Soutenues le 24 Avril 1953 devant la Commission d'examen

MM. M. ROQUES . . . . . Président
J. CHAZE . . . . . } Examinateurs
R. HOVASSE . . . . . }
P. LAPADU-HARGUES . . . . . }
J. JUNG, Professeur à la Sorbonne . }

R. UNIV. BIBLIOTHEEK LEIDEN

Paru dans : SCIENCES DE LA TERRE - Nancy, Tome I, 1953 - Nos 3 - 4

NANCY
SOCIÉTÉ D'IMPRESSIONS TYPOGRAPHIQUES
1954

FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE CLERMONT

Doyen :

M. E. DUBOIS, *Physique*

Assesseur :

M. R. HOVASSE, *Zoologie*

Professeurs honoraires :

MM.	J. JUNG	*Professeur à la Sorbonne.*
	S. MANDELBROJT	*Professeur au Collège de France.*
	V. THOMAS	*Saint-Yrieix-la-Montagne (Creuse).*
	D. GAUTHIER	*Maître de Conférences honoraire, Clermont-Ferrand.*

Professeurs :

MM.	E. DUBOIS	*Physique*
	R. HOVASSE	*Zoologie.*
	E. BLANC	*Mécanique rationnelle.*
	J. CHAZE	*Botanique.*
	H. DELANGE	*Calcul différentiel et intégral.*
	J. JAFFRAY	*Physique.*
	R. RAMBAUD	*Chimie.*
	P. REMY	*Chimie.*
	M. ROQUES	*Géologie et Minéralogie.*

Professeur sans chaire :

M. R. TRUFFAULT, *Chimie.*

Maîtres de conférences :

MM.	P. CHAMPAGNAT	*Botanique.*
	P. LAPADU-HARGUES	*Minéralogie.*
	H. LUTZ	*Biologie animale.*
	A. NERON	*Mathématiques.*
	J. PECKER	*Physique.*
	G. RAOULT	*Physique.*

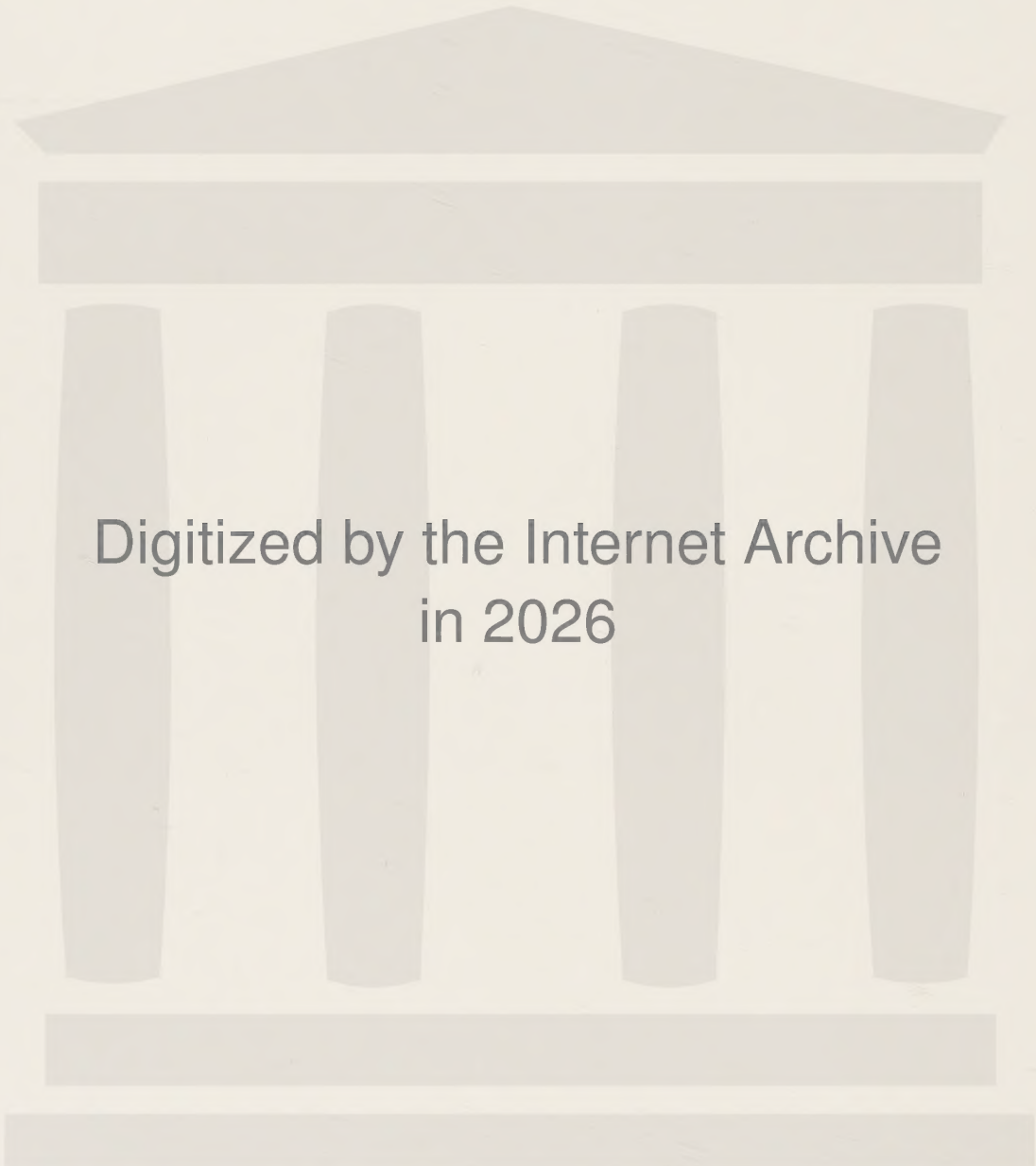
Secrétaire :

M. C. BOMEY

TABLE DES ARTICLES

Les Schistes cristallins des Massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo (Alpes Franco-Italiennes) p. 1 - 290.

Le Massif du Grand Paradis
vu du Sommet de la Grivola


Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41546610_0024

« Observer est moins facile que raisonner. Comme on le sait, peu d'observations et beaucoup de raisonnements conduisent à l'erreur; beaucoup d'observations et peu de raisonnements, à la vérité. Mais il y a un plus grand nombre d'esprits capables de faire des syllogismes que de saisir exactement le concret. C'est pourquoi l'humanité s'est toujours plu à jouer avec les abstractions, bien que ces abstractions lui donnent une vision incomplète et parfois totalement fausse de la réalité. »

Alexis Carrel (*Réflexions sur la conduite de la vie*)

AVANT-PROPOS

Ma vocation de géologue ne date pas, je l'avoue, de ma plus tendre enfance. Ce n'est qu'en 1942, alors que je me destinais aux études médicales et que je suivais à Grenoble, en curieux seulement, tout au moins au début, les cours du certificat de Géologie générale, que l'enseignement prestigieux de MM. les Doyens M. Gignoux et L. Moret m'a conquis définitivement à la Géologie et a décidé de l'orientation de ma carrière. Dès cette époque, j'ai pris contact, au cours de passionnantes excursions et sous la direction de ces Maîtres de la Géologie alpine, avec la difficile architecture des zones internes des Alpes occidentales, où je devais, quelques années plus tard, trouver le sujet de ce travail.

Entre temps, j'avais eu la chance d'être initié, dans la sympathique atmosphère du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Clermont, aux techniques de la Minéralogie et de la Pétrographie par MM. les Professeurs J. Jung, R. Hocart et M. Roques.

Mais il serait ingrat de ma part de ne point mettre en lumière le rôle prépondérant qu'a eu M. le Professeur J. Jung sur l'orientation de ma carrière géologique. C'est lui en effet qui m'a retenu à Clermont-Ferrand, en me faisant nommer successivement assistant et chef de travaux à son laboratoire; c'est lui aussi qui m'a proposé, en accord avec MM. les Doyens M. Gignoux et L. Moret, cet intéressant sujet d'étude dans une région jusqu'ici peu étudiée au point de vue pétrographique; c'est lui enfin qui a suivi et encouragé l'élaboration de ce travail, qui lui doit par conséquent beaucoup. Aussi est-ce pour moi un impérieux mais agréable devoir de lui exprimer ici toute ma gratitude.

Je m'étais d'ailleurs orienté tout d'abord, sous sa direction, vers l'étude des roches volcaniques de l'Auvergne et ce n'est qu'en 1947 que j'ai commencé ce travail consacré aux schistes cristallins. Je n'abordais tout de même pas ce nouveau domaine de la pétrographie sans éléments de comparaison, car au cours de fructueuses excursions dans les séries cristallophylliennes du Massif Central, devenues classiques depuis ses travaux, M. le Professeur M. Roques m'avait initié à l'étude zonéographique des terrains métamorphiques. J'ajouterai que M. le Professeur M. Roques a bien voulu, au cours de l'été 1949, consacrer quelques journées, trop brèves à mon gré, à parcourir avec moi mon terrain d'étude; de plus, après la nomination à la Sorbonne de M. le Professeur J. Jung, c'est lui qui a suivi de très près l'achèvement de mon travail. J'ai pu ainsi, tant sur le terrain qu'au laboratoire, bénéficier de sa grande expérience des schistes cristallins. De tout cela, je veux exprimer à M. le Professeur M. Roques ma sincère reconnaissance.

Je dois aussi des remerciements à M. P. Lapadu-Hargues, Maître de Conférences à la Faculté des Sciences de Clermont. D'une part, il ne s'est jamais lassé, au cours de nombreux entretiens, de me faire bénéficier de ses idées originales sur le métamorphisme et de me tenir au courant de ses travaux les plus récents, par exemple sur les

amphibolites. D'autre part, il a joué un rôle très important dans la publication de ce travail puisque c'est lui qui a suggéré à la Rédaction de la revue « Sciences de la Terre » d'accueillir mon mémoire. M. le Professeur M. Roubault qui préside aux destinées de cet important périodique, a bien voulu souscrire à cette idée: je lui en suis très reconnaissant.

Je tiens aussi à remercier M. le Professeur P. Bearth, de l'Université de Bâle, qui a bien voulu, en 1951, parcourir avec moi la région du Grand Paradis et, en contrepartie, me guider dans le massif du Mont Rose dont il levait la carte. Cette rencontre, dans deux domaines réputés homologues et pourtant sensiblement différents, a été pour moi très riche en enseignements.

Enfin, M. le Doyen R. Blanchard, qui achevait, en 1951, sa monumentale étude géographique des Alpes occidentales par la description du versant piémontais, m'a fait l'honneur de s'intéresser à mes travaux et il m'a accordé la grande faveur de puiser dans l'avant-dernier volume de son œuvre, alors à l'état de manuscrit: je tiens à lui exprimer ici ma sincère reconnaissance.

Au point de vue matériel, les appuis ne m'ont pas non plus manqué. Grâce à MM. les Professeurs M. Roques et P. Lapadu-Hargues, toutes les ressources du Laboratoire de Géologie et de Minéralogie de la Faculté des Sciences de Clermont ont été mises libéralement à ma disposition. Le Centre National de la Recherche Scientifique m'a octroyé à plusieurs reprises des subventions qui m'ont permis de prolonger mes séjours en territoire italien; j'ai bénéficié en outre de la part du même organisme, en 1950, d'une aide substantielle pour faire exécuter des analyses de roches. M[lle] C. Rouger, Ingénieur-Chimiste au Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Clermont, a assumé, avec toute la minutie et la précision désirables, ce délicat travail: je tiens à lui dire tous mes remerciements. Enfin, en 1952, le Centre National de la Recherche Scientifique m'a accordé une subvention importante destinée à couvrir une partie des frais d'impression de ma carte géologique; ainsi la subvention de thèse, qui m'a été allouée en 1953 grâce à la bienveillante compréhension de M. le Directeur de l'Enseignement Supérieur, a pu être entièrement consacrée à l'impression du texte de mon mémoire.

D'un autre côté, je n'ai eu qu'à me louer de mes rapports avec les géologues italiens. MM. les Professeurs G. B. Dal Piaz et C. Andreatta ont aimablement mis à ma disposition leurs publications sur des sujets qui m'intéressaient de près. M. l'Inspecteur Général des Mines E. Beneo, Directeur du Service Géologique d'Italie, m'a fort obligeamment communiqué certains documents cartographiques et bibliographiques, actuellement épuisés, concernant mon terrain d'étude. Enfin, grâce à M. le Professeur C. Socin, dont je n'oublierai jamais l'amicale hospitalité — si souvent mise à contribution — et grâce à M. le Professeur E. Feruglio, j'ai pu avoir accès à la riche bibliothèque de l'Institut de Géologie de l'Université de Turin.

J'ai d'autant plus apprécié ces diverses marques de sympathie que je me trouvais le plus souvent en territoire étranger, dans une région difficile d'accès puisque sa plus grande partie appartient au domaine de la haute montagne.

Je n'aurais garde d'ailleurs d'en faire grief à mon « terrain », car les joies pures de l'alpinisme, qui se sont souvent associées à celles de la recherche géologique, ont été pour moi un autre précieux réconfort.

Clermont-Ferrand
Juillet 1947 - Février 1953.

SOMMAIRE

INTRODUCTION.

I. — Les grands traits géologiques et géographiques de la région 1

II. — L'évolution des idées sur la géologie de la région 7

III. — Buts de l'ouvrage. — Définitions 13

PREMIERE PARTIE

LES GRANDS ENSEMBLES GEOLOGIQUES.

I. — Coupe géologique de l'Arc et de l'Orco 23

A) La série des schistes lustrés dans la vallée de l'Arc 24

B) La coupole du Grand Paradis 27

1. Le groupe des gneiss minuti à Bonneval 28

2. Le groupe des migmatites du Grand Paradis dans la moitié occidentale du massif 29

3. Le granite d'anatexie fondamental des Scalari au centre du massif 32

4. Le groupe des migmatites du Grand Paradis dans la moitié orientale du massif 32

5. Le groupe des gneiss minuti entre Fornello et Locana 33

C) La série des schistes lustrés dans la vallée de l'Orco 33

D) Le massif de Sesia-Lanzo 35

1. Le groupe des gneiss minuti de Sparone 35

2. Le groupe des micaschistes à glaucophane de Cuorgnè 36

II. — Conclusions a l'étude de la l'Arc et de l'Orco: les problèmes géologiques 37

DEUXIEME PARTIE

LA SERIE CRISTALLOPHYLLIENNE ALPINE DES SCHISTES LUSTRES.

A) Introduction 45

B) Extention des divers faciès de la série des schistes lustrés 46

1. Principaux faciès constituants de la série des Schistes lustrés 46

a) Les roches triasiques 46

b) Le complexe des Schistes lustrés proprement dits 46

c) Prasinites 47

d) Roches vertes 47

1° Gneiss albitiques en septa 134
2° Micaschistes à deux micas à lits d'albitite, en septa 134
3° Aplite albitique 134
4. Gneiss minuti en septa dans les embréchites 135
a) Gneiss minuti à faciès de Bonneval 135
b) Gneiss albitiques à deux micas 137
c) Embréchites albitiques œillées 139
5. Micaschistes à deux micas en septa dans les embréchites 140
6. Quartzites à deux micas 142
7. Amphibolites à biotite 143
a) Gisement de la rive droite du Vallon du Roc 143
b) Gisement de la Punta d'Ondezana 143
c) Gisement de la rive gauche du Vallon du Roc 144
d) Conclusion à l'étude des amphibolites 146
D. — Conclusion a l'étude du groupe des migmatites du grand paradis 146

Chapitre III. — *LE GROUPE DES GNEISS MINUTI DE SPARONE* 149
A. — Introduction 149
B. — Les principaux faciès pétrographiques constitutifs du groupe des gneiss minuti de sparone 150
1. Le faciès dominant : gneiss albitiques 150
2. Les faciès accessoires 151
a) Embréchites œillées à microcline 151
b) Gneiss minuti à faciès de Bonneval 151
c) Embréchites albitiques de Fornello 152
d) Amphibolites 152
e) Faciès accessoires secondaires 152
C. — Extension et gisement des faciès pétrographiques du groupe des gneiss minuti de sparone 152
1. Les gneiss minuti dans l'auréole périphérique du massif du Grand Paradis.. 153
a) Versant sud-est du massif du Grand Paradis 153
b) Versant ouest du massif du Grand Paradis 155
c) Versant nord du massif du Grand Paradis 158
2. Les gneiss minuti dans le massif de Sesia-Lanzo 162
a) Les gneiss albitiques de Pessinetto au Nord de la vallée de la Soana.. 162
b) Les gneiss albitiques de Pessinetto entre la vallée de la Soana et la ligne Corio-Cantoira 164
c) Les gneiss albitiques de Pessinetto au Sud de la ligne Corio-Cantoira 165
d) Les gneiss albitiques de Pont-Canavese dans le massif de Sesia-Lanzo 168
1° Bande occidentale 168
2° Bande orientale 169
3° Massif de Chiara 170
4° Les rapports entre les gneiss albitiques de Pont-Canavese et le groupe des micaschistes à glaucophane de Cuorgnè 171
D. — Pétrographie 171
1. Etude minéralogique de la phengite des gneiss minuti 171
a) Caractères optiques 172
b) Composition chimique 172
2. Les faciès dominants du groupe des gneiss minuti de Sparone 175
a) Niveau de Pessinetto 175

1° Faciès dominant : gneiss albitique à biotite, chlorite et phengite de Pessinetto 175
2° Faciès-variantes 178
Gneiss de Pessinetto grenatifères 178
Gneiss de Pessinetto à épidote et calcite 178
Gneiss de Pessinetto à amphibole 179
Gneiss de Pessinetto à structure cataclastique 180
b) Niveau de Pont-Canavese 180
1° Faciès dominant : gneiss albitique à chlorite et phengite de Pont-Canavese 180
2° Faciès-variantes 182
Gneiss de Pont-Canavese grenatifères 182
Gneiss de Pont-Canavese à épidote et calcite 182
Gneiss de Pont-Canavese à amphibole 182
Gneiss de Pont-Canavese à structure cataclastique 183
3. Les faciès accessoires du groupe des gneiss minuti de Sparone 183
a) Embréchites œillées à microcline en gisement stratoïde 183
b) Gneiss albitiques à microcline = gneiss minuti à faciès de Bonneval.. 184
c) Embréchites albitiques de Fornello 186
d) Leptynites albitiques à microcline 189
e) Quartzites à deux micas 191
f) Micaschistes à chloritoïde 191
g) Gneiss albitiques à diopside jadéitique 192
h) Amphibolites 195
1° Amphibolites à grenat de la région septentrionale du massif du Grand Paradis 195
2° Amphibolites de la vallée de la Soana 197
3° Amphibolites de la vallée de la Stura di Lanzo 197
4° Gisement de Vasario 199
5° Conclusion à l'étude des amphibolites du groupe de Sparone 202
i) Gneiss graphitiques 202
j) Cipolins 204
E. — Conclusion a l'étude du groupe des gneiss minuti de sparone 205
Unité du groupe de Sparone 205
Polymétamorphisme 205
Zonéographie récente 206
Albitisation 206
Zonéographie ancienne 206
Stratigraphie 207
Extension et rapports du groupe de Sparone avec le groupe des migmatites du Grand Paradis 208

Chapitre IV. — *LE GROUPE DES MICASCHISTES A GLAUCOPHANE DE CUORGNE* ... 211
A. — Introduction 211
B. — Extension du groupe des micaschistes à glaucophane de cuorgnè et répartition de ses faciès pétrographiques 212
C. — Pétrographie 214
1. Remarques minéralogiques sur la glaucophane du groupe de Cuorgnè 214
2. Etude pétrographique des faciès du groupe de Cuorgnè 216
a) Le faciès dominant (Micaschistes à glaucophane) et ses variantes 216
1° Faciès-type : micaschistes à glaucophane 216

2° Faciès-variantes 217
Divers modes de présentation de la glaucophane 217
Glaucophanisation d'amphiboles résiduelles 217
Micaschistes à glaucophane et à diopside jadéitique 218
Micaschistes à glaucophane à structure cataclastique 218
Lentilles de quartz d'exsudation 219
3° Composition chimique du faciès-type 219
b) Les faciès accessoires du groupe de Cuorgnè 220
1° Les glaucophanites et leur genèse 220
Glaucophanite à épidote 221
Glaucophanite à épidote et phengite 221
Amphibolites à actinote associées aux glaucophanites et genèse des glaucophanites 222
2° Epidotites à glaucophane 225
3° Cipolins 227
4° Micaschistes à diopside jadéitique et faciès associés 227
Micaschistes à diopside jadéitique 228
Pyroxénites à diopside jadéitique 228
5° Quartzites albitiques 229

D. — Conclusion à l'étude du groupe des micaschistes à glaucophane de Cuorgne .. 230
Unité du groupe de Cuorgnè 230
Polymétamorphisme et zonéographies successives 231
Stratigraphie 231
Glaucophanisation 232

Chapitre V. — *CONCLUSIONS A L'ETUDE DE LA SERIE CRISTALLOPHYLLIENNE DES MASSIFS DU GRAND PARADIS ET DE SESIA-LANZO* 237
Constitution d'ensemble et unité de la série 237
Polymétamorphisme et zonéographies successives 238
Métasomatose sodique 239
Stratigraphie 240

QUATRIEME PARTIE

CONCLUSIONS GENERALES.

Chapitre I. — *HISTOIRE GEOLOGIQUE DE LA REGION ETUDIEE* 247

A. — Rappel des résultats fournis par l'étude géologique, pétrographique et zonéographique 247
1. Caractères de la série cristallophyllienne alpine des Schistes lustrés 247
a) Stratigraphie 247
b) Métamorphisme et zonéographie 248
2. Caractères de la série cristallophyllienne antéalpine Grand Paradis - Sesia-Lanzo 250
a) Métamorphisme récent 250
b) Stratigraphie. Métamorphisme ancien. Zonéographie ancienne 250
c) Unité de la série 251
3. Résumé 252

B. — Conséquences stratigraphiques, paléontologiques et tectoniques 252
1. L'âge des métamorphismes 252
a) Série des Schistes lustrés 252
b) Série Grand Paradis - Sesia-Lanzo 253
2. La discordance hercynienne et le géosynclinal piémontais 255
3. L'architecture de la région et l'orogénèse alpine 258
C. — Vue d'ensemble sur la zonéographie de la zone pennique 264
1. Zonéographie ancienne 264
2. Zonéographie récente 266

Chapitre II. — *CARACTERES GENERAUX DU METAMORPHISME* 269
A. — Polymétamorphisme et rétromorphose 269
B. — Métasomatose sodique 272
1. Situation dans l'espace 272
a) Série cristallophyllienne Grand Paradis - Sesia-Lanzo 272
b) Série cristallophyllienne des Schistes lustrés 274
2. La métasomatose alpine dans le temps 276
3. Caractères généraux de la métasomatose 277
C. — Métasomatose et rétromorphose 279
Notice bibliographique 281

TABLE DES FIGURES

FIG. 1 — La région étudiée dans l'ensemble des Alpes franco-italiennes 1
FIG. 2 — Carte structurale schématique des Alpes Graies 2
FIG. 3 — Coupe géologique schématique à travers la Maurienne et le Piémont, inspirée de E. Argand et P. Termier 3
FIG. 4 — Schéma oro-hydrographique de la région étudiée 4
FIG. 5 — Coupe géologique le long des vallées de l'Arc et de l'Orco 23
FIG. 6 — La vallée de l'Arc en aval de Bonneval 24
FIG. 7 — La vallée de l'Arc en amont de Bonneval, vue du plateau des Loses 26
FIG. 8 — La haute vallée de l'Orco, vue du col de Bochetta Fiora 30
FIG. 9 — Versant sud de la partie centrale du massif du Grand Paradis, vu du versant nord du Monte Bellagarda 31
FIG. 10 — La vallée de l'Orco en amont de Pont-Canavese, vue de la route de Frassinetto.. 34
FIG. 11 — Carte schématique montrant la répartition des principaux faciès pétrographiques de la série des Schistes lustrés dans l'ensellement du Val de Suse 51
FIG. 12 — Diagramme schématique montrant la disposition primitive de la série sédimentaire mésozoïque génératrice de la série cristallophyllienne des Schistes lustrés aux abords du massif du Grand Paradis 52
FIG. 13 — Coupe géologique entre les vallées de l'Orco et du Ribordone 57
FIG. 14 — Micrographie de gneiss albitique du Charbonnel 73
FIG. 15 — Micrographie de gneiss albitique du Charbonnel à calcite 74
FIG. 16 — Micrographie de prasinite normale 79
FIG. 17 — Glaucophanisation de l'actinote dans une prasinite glaucophanique 85
FIG. 18 — Serpentinisation de l'olivine (Massif de serpentine de Bonneval) 91
FIG. 19 — Micrographie du granite d'anatexie fondamental des Scalari de Ceserole 111
FIG. 20 — Macrographie d'une embréchite œillée du Grand Paradis 121
FIG. 21 — Albitisation du microcline à la base de la série des embréchites du Grand Paradis 122
FIG. 22 — Albitisation du microcline dans la partie moyenne de la série des embréchites du Grand Paradis 124
FIG. 23 — Albitisation du microcline dans la partie supérieure de la série des embréchites du Grand Paradis 126
FIG. 24 — Panorama de la haute vallée du torrent de Piantonetto 131
FIG. 25 — Micrographie de granite porphyroïde d'anatexie locale 132
FIG. 26 — Micrographie de gneiss minuti à faciès de Bonneval 136
FIG. 27 — Macrographie d'embréchite albitique œillée 139
FIG. 28 — Coupes géologiques dans l'auréole périphérique de gneiss minuti du massif du Grand Paradis 154

Fig. 29 — Coupe géologique le long de la rive droite de l'Arc 156
Fig. 30 — Coupe géologique transversale à la vallée de l'Arc 157
Fig. 31 — Coupe géologique à travers le col du Nivolet 158
Fig. 32 — Coupe géologique le long de la rive droite de la vallée de Valnontey 159
Fig. 33 — Coupe géologique le long du versant droit du Valsavaranche 160
Fig. 34 — Coupes géologiques à travers la vallée de Campiglia 161
Fig. 35 — Répartition du groupe des gneiss minuti de Sparone dans le massif de Sesia-Lanzo 163
Fig. 36 — Carte géologique schématique de l'extrémité méridionale du massif de Sesia-Lanzo 167
Fig. 37 — Coupe géologique schématique le long de la rive droite de la vallée de la Chiusella 170
Fig. 38 — La série Muscovite-Phengite-Alurgite-Leucophyllite dans le triangle de concentration SiO^2 - Al^2O^3 - MgO 174
Fig. 39 — Micrographie de gneiss albitique de Pessinetto 176
Fig. 40 — Micrographie de gneiss albitique à actinote et glaucophane 183
Fig. 41 — Micrographie de gneiss minuti à faciès de Bonneval 185
Fig. 42 — Micrographie d'un « œil » d'embréchite albitique œillée 186
Fig. 43 — Micrographie d'embréchite albitique 187
Fig. 44 — Macrographie d'embréchite albitique 188
Fig. 45 — Micrographie de gneiss albitique à diopside jadéitique 193
Fig. 46 — Divers modes de présentation de la glaucophane dans les faciès du groupe de Cuorgnè 217
Fig. 47 — Micrographie de glaucophanite à épidote 221
Fig. 48 — Micrographie d'amphibolite associée aux glaucophanites 223
Fig. 49 — Quelques stades de l'histoire géologique hercynienne et alpine de la zone pennique à la latitude du Grand Paradis 262
Fig. 50 — Evolution métamorphique du complexe cristallophyllien des Alpes Graies 263
Fig. 51 — Schéma montrant l'abaissement du front de migmatisation du Sud au Nord et les relations des zones d'isométamorphisme et des zones de migmatites dans les massifs cristallins internes de la zone pennique 265

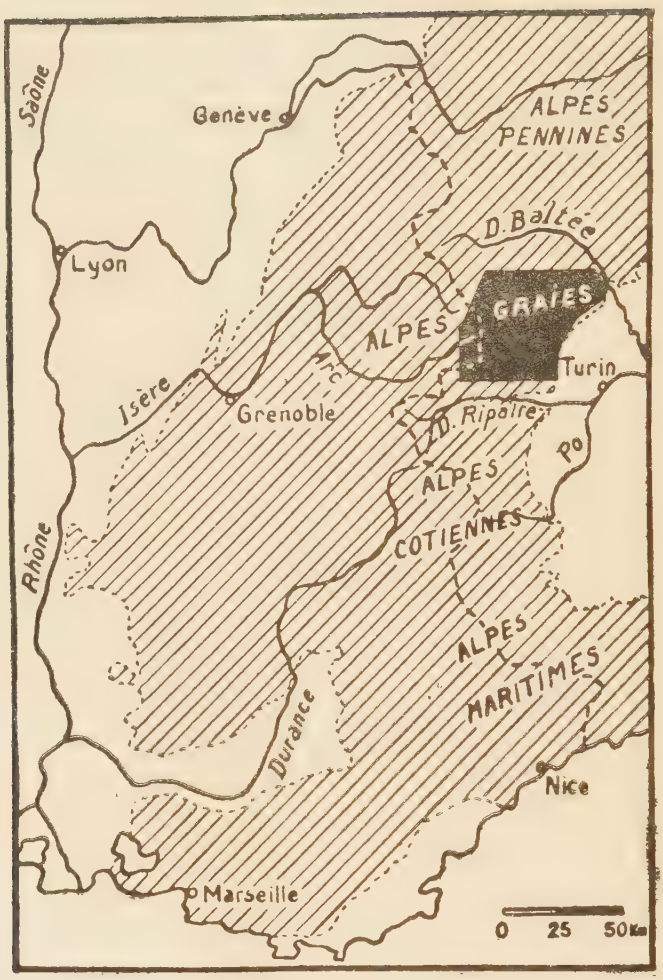


FIG. 1 — LA RÉGION ÉTUDIÉE (en noir) DANS L'ENSEMBLE DES ALPES FRANCO-ITALIENNES (en hachures).

INTRODUCTION

I

LES GRANDS TRAITS GÉOLOGIQUES ET GÉOGRAPHIQUES DE LA RÉGION

Délimitations.

La région étudiée dans ce mémoire s'étend sur 2515 km². La plus grande partie, soit 2240 km², appartient à la province italienne du Piémont; le reste, soit 275 km², à la province française de Savoie.

Au point de vue géographique, cette région se situe dans les *Alpes Graies*. On désigne sous ce nom une partie assez vaste des Alpes franco-italiennes, intercalée entre les Alpes Cottiennes au Sud et les Alpes Pennines au Nord (Fig. 1). Les Alpes Graies sont limitées au Nord par la vallée de la Doire Baltée (Val d'Aoste), au Sud par la vallée de la Doire Ripaire (Val de Suse), à l'Est par la plaine du Pô et à l'Ouest par les hautes vallées de l'Isère et de l'Arc (Haute-Tarentaise et Haute-Maurienne). La région étudiée ici n'embrasse pas la totalité de ce vaste ensemble montagneux; elle correspond seulement à sa partie médio-orientale dont le massif du Grand Paradis, culminant à 4061 mètres, forme l'ossature principale.

Au point de vue géologique, cette région appartient à la zone interne des Alpes occidentales, encore appelée domaine des Pennides, et, plus précisément, à sa moitié la plus orientale ou zone du Piémont. Les limites de cette dernière correspondent à deux grandes discontinuités d'origine tectonique; à l'Ouest elle est limitée par le front de la nappe des Schistes lustrés, qui chevauche la moitié occidentale des Pennides (zone du Briançonnais *s. l.*); à l'Est, elle est limitée par la zone du Canavese et la zone d'Ivrée qui, en arrière du domaine pennique, sont réputées prolonger vers le Sud Ouest les Alpes orientales ou Austrides.

Unités géologiques.

La zone du Piémont est essentiellement caractérisée par le fait que les terrains qui la constituent ont été affectés par le métamorphisme général. On peut y distinguer toutefois deux sous-zones bien différentes, celle des Massifs cristallins internes et celle des Schistes lustrés. Dans la région étudiée (Fig. 2), qui traverse d'Est en Ouest à peu près perpendiculairement et presque entièrement la zone du Piémont, se trouvent deux de ces massifs cristallins internes: à l'Ouest, le Massif du Grand Paradis et, à l'Est, l'extrémité méridionale du Massif de Sesia-Lanzo. Ces deux massifs sont séparés par une

mince bande de Schistes lustrés, accompagnés de leurs inséparables roches vertes. Cette couverture de Schistes lustrés s'étale ensuite largement vers le Sud Ouest et le Nord Ouest jusqu'à ceinturer complètement le massif du Grand Paradis.

Ce dernier qui pénètre en France dans la haute vallée de l'Arc, englobant ainsi l'imposante borne-frontière des Levanna, est principalement constitué de migmatites (gneiss œillés), alors que dans le massif de Sesia-Lanzo ce sont des gneiss à grain fin (*gneiss minuti* des auteurs italiens) qui prédominent. Je montrerai plus loin que ces deux massifs cristallins internes ne forment pas deux unités géologiques distinctes, comme on l'a cru jusqu'à présent, mais qu'ils appartiennent à une même série cristallophyllienne d'âge antéhouiller, reprise par le métamorphisme général d'âge alpin. Quant aux Schistes

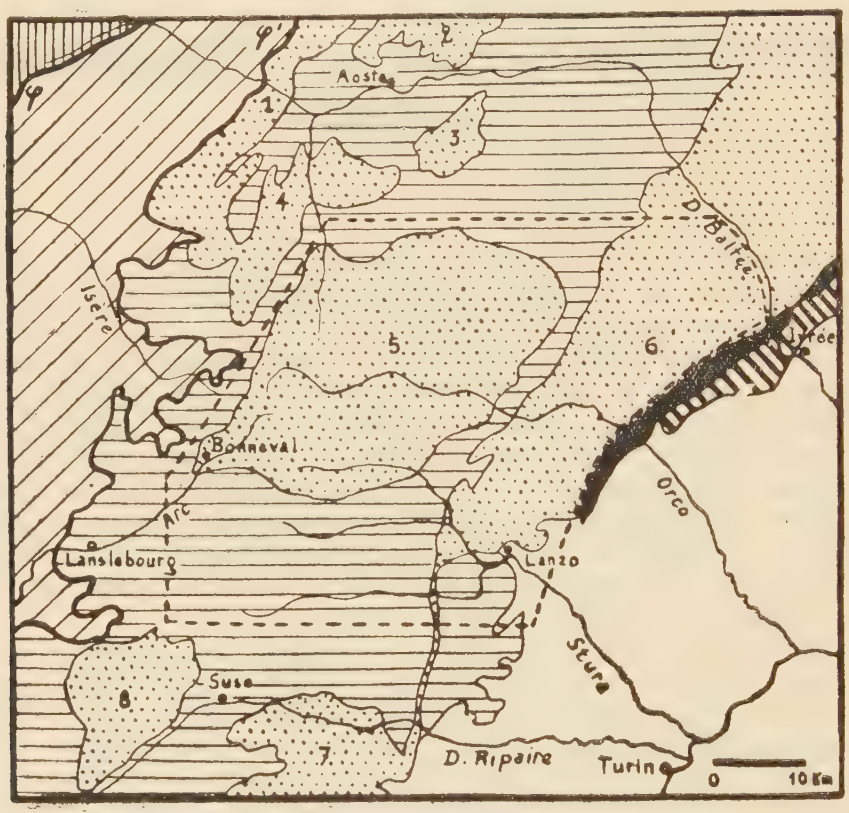


FIG. 2 — CARTE STRUCTURALE SCHÉMATIQUE DES ALPES GRAIES

ALPES OCCIDENTALES

Zone alpine externe = Helvétides (Traits verticaux)

Chevauchement pennique frontal: φ

Zone alpine interne = Pennides
- Zone du Briançonnais s. l. (Hachures fines)
- Front de la nappe des Schistes lustrés: φ'
- Zone du Piémont
  - Schistes lustrés (Traits horizontaux)
  - Massifs cristallins internes (Pointillé)

ALPES ORIENTALES

Zone du Canavese (Noir plein)

Zone d'Ivrée (Hachures grasses)

Massifs cristallins internes: 1 = Grand Saint-Bernard. 2 = Dent-Blanche. 3 = Mont Emilius. 4 = Valsavaranche. 5 = Grand Paradis. 6 = Sesia-Lanzo. 7 = Dora-Maira. 8 = Ambin.

lustrés, qui remplissent, entre les divers massifs cristallins internes, des ensellements synclinaux, ils résultent du métamorphisme général d'une série à faciès géosynclinal: ce sont des ectinites d'âge alpin.

Si l'on en croit la théorie classique, les rapports tectoniques qui existent entre ces diverses formations géologiques, ne laissent pas d'être très complexes. En effet, depuis les travaux de M. Lugeon et E. Argand [1905 a, b] (1), qui ont étendu à toute la zone du Piémont la structure en nappes empilées avec racines internes, mise en évidence par eux dans le massif Simplo-tessinois, la région étudiée est considérée comme pays de nappes et de racines. La coupe géologique schématique (Fig. 3), déjà ancienne, donnée par M. Gignoux et L. Moret [1931] est directement inspirée de cette interprétation tectonique. On constate, en l'examinant, que le massif du Grand Paradis s'enracine sur son bord oriental et déferle en pli-couché vers l'Ouest en formant le « noyau cristallin » de la nappe du Mont Rose (nappe V d'Argand) dont les Schistes lustrés constituent la « carapace ». Celle-ci s'enracine à son tour entre le massif du Grand Paradis et le massif de Sesia-Lanzo. C'est de ce dernier que proviendrait la nappe de la Dent-Blanche (nappe VI d'Argand), représentée dans la Haute-Maurienne et le Piémont par des lames anticlinales de gneiss incluses tectoniquement dans les Schistes lustrés. Enfin, la zone radicale des nappes pennines inférieures (nappes I, II et III d'Argand), bien que n'affleurant nulle part dans la région, est représentée en profondeur à l'aplomb du massif du Grand Paradis. Ce schéma, inspiré plutôt par un acte de foi que par des observations positives, concrétise de façon suggestive la conception que l'on pouvait se faire il y a quelques années — et qui est encore celle de beaucoup de géologues actuellement — de l'architecture de la région. On verra plus loin qu'un tel schéma ne peut être tenu pour définitif.

FIG. 3 — COUPE GÉOLOGIQUE SCHÉMATIQUE A TRAVERS LA MAURIENNE ET LE PIÉMONT, INSPIRÉE DE E. ARGAND ET P. TERMIER
(D'après M. GIGNOUX et L. MORET [1931])

Le relief.

Si au point de vue géologique la région étudiée forme un ensemble réel qui ne tient aucun compte des subdivisions politiques, elle est nettement séparée en deux domaines bien distincts au point de vue oro-hydrographique par la ligne actuelle de partage des eaux que suit la frontière franco-italienne (Fig. 4).

(1) Les dates entre crochets renvoient à la notice bibliographique.

Les chiffres sont ici très éloquents: du côté français, Bonneval, dans la vallée de l'Arc, à 5 kilomètres de la ligne de faîte, se trouve à 1783 mètres d'altitude et Bessans, au confluent de l'Arc et du Ribon, c'est-à-dire à 20 kilomètres de la frontière, est encore à 1742 mètres d'altitude. Du côté piémontais, Ceresole, dans la vallée de l'Orco, à 4 kilomètres seulement de la crête acérée des Levanna, est à 1582 mètres et Forno, dans l'ombilic amont de la Stura di Vallegrande, à 5 kilomètres de la même cime, est à 1219 mètres; à 20 kilomètres de la frontière, dans ces mêmes vallées, le thalweg atteint seulement 694 et 749 mètres respectivement à Rosone et à Cantoira! Ces comparaisons, qu'on pourrait multiplier tout au long de la frontière en dehors de la région étudiée, concrétisent de façon frappante l'énorme contraste existant entre les deux versants français et piémontais des Alpes occidentales. A l'Ouest, notre région s'étend sur une minime partie du versant français, essentiellement caractérisé par sa faible pente générale, puisqu'il s'étale de la ligne de faîte jusqu'à la plaine du Rhône sur une largeur qui dépasse souvent cent kilomètres; la haute vallée de l'Arc n'y entaille que peu profondément

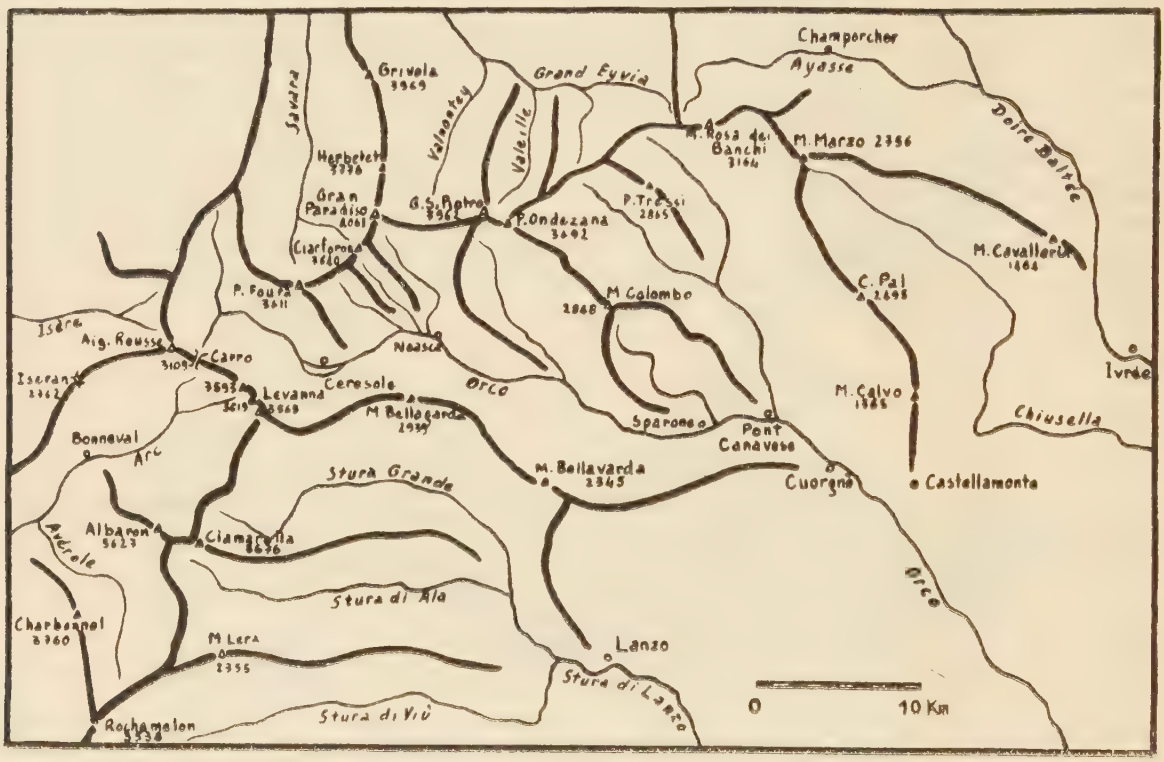


FIG. 4 — SCHÉMA ORO-HYDROGRAPHIQUE DE LA RÉGION ÉTUDIÉE

l'extrémité sud ouest des gneiss du Grand Paradis et paresse ensuite dans les tendres Schistes lustrés, comme ses deux affluents de la rive gauche, l'Avérole et le Ribon. A l'Est, au contraire, la région étudiée embrasse toute la largeur du versant piémontais, principalement caractérisé par sa dégringolade rapide vers les basses terres de la plaine du Pô: une trentaine de kilomètres suffisent, en effet, pour passer des 4061 mètres du Grand Paradis ou des 3619 mètres des Levanna, aux 250 mètres d'altitude de la plaine. Ces énormes dénivellations, jointes à l'intensité des précipitations atmosphériques sur le versant piémontais, expliquent que ce dernier soit un domaine d'érosion très intense,

fait de contrastes brutaux entre des crêtes altières et des vallées étroites, profondément encaissées.

L'organisation et la disposition du réseau hydrographique en sont du reste d'excellents témoins. D'une part, on peut montrer par une étude détaillée (R. Blanchard [1952]) que la plupart des cours d'eau du versant piémontais, grâce à l'intense force d'érosion dont ils ont été dotés, ont pu, malgré le matériel très coriace qu'ils avaient à façonner, faire reculer vers l'Ouest l'ancien faîte des Alpes, qui devait approximativement se situer au Pliocène sur l'axe sud ouest passant par le sommet du Grand Paradis. Ainsi, l'Orco, non content d'entailler une profonde vallée dans la voûte gneissique du Grand Paradis, a fini par étendre notablement son bassin vers l'Ouest: autrefois originaire des hautes cimes qui dominent au Nord Ouest la localité de Noasca, il a réussi, par érosion régressive, à éventrer la chaîne Grand Paradis - Levanna, ancienne ligne de faîte, pour annexer le haut bassin de la Savara et gagner même le domaine des Schistes lustrés. La Chiusella, l'Ayasse, qui ont creusé dans les gneiss du massif de Sesia-Lanzo des vallées particulièrement étroites et profondes, atteignant même, à l'Ouest, pour la seconde, les calcschistes, sont aussi des rivières conquérantes, bien que plus modestes que l'Orco. Plus au Sud, les Stura, dispersant leurs efforts en trident, n'ont pu faire reculer l'ancien faîte qui coïncide ici à peu près avec la ligne de partage des eaux actuelle; il est vrai que ces rivières avaient à traverser, avant de gagner la plaine, la massive barrière des roches vertes de la région de Lanzo et que leur cours supérieur devait se frayer un passage soit dans les gneiss du Grand Paradis où la Stura di Vallegrande a tout de même installé une vallée relativement large et profonde, soit dans d'autres amas de roches vertes ou de prasinites pour les Stura de Viù et d'Ala.

Cette force d'érosion, surexcitée par la pente et l'abondance des précipitations, rendue ainsi capable d'aérer largement une zone montagneuse aussi massive, a conduit d'autre part à une disposition toute particulière du réseau hydrographique. Malgré l'hétérogénéité du matériel, malgré la complexité structurale de la région, toutes les vallées principales sont orientées d'Ouest en Est, c'est-à-dire perpendiculairement à la direction des plis ou à l'allongement des zones lithologiques et tectoniques. Ainsi, cette portion du vertigineux rempart piémontais est échancrée de nombreuses entailles parallèles. Chacune de ces vallées, isolée de ses voisines par de hautes crêtes, forme à tous points de vue un élément individuel, rigoureusement clos, sinon vers l'aval. C'est sans doute cet aspect très particulier, peut-être encore plus frappant à l'époque où il voyageait, qui a inspiré à J.F. d'Aubuisson [1811, p. 250] ces lignes pittoresques: « Les vallées transversales sont encore bien plus étroites que celle de la Doire. Que l'imagination éloigne d'elles tout ce que le nom de vallée pourrait rappeler d'agréable ou de riant: ce ne sont, dans presque toute leur étendue, que d'énormes fentes, d'horribles anfractuosités dans une immense masse de roches. Un chemin taillé sur leurs flancs escarpés tient le voyageur comme suspendu au-dessus d'un abîme, au fond duquel un torrent, que l'œil peut à peine atteindre, roule avec fracas des ondes sales et courroucées. Dans les endroits où le sol prend un peu plus d'inclinaison, on aperçoit quelques champs étroits et soutenus par des terrasses. De petites habitations, basses et enfumées, fixent de loin en loin les regards et excitent dans l'âme un sentiment de compassion pour les êtres destinés à passer leur vie dans des lieux si retirés et si sauvages. Quelquefois la vallée s'élargit un instant et montre au fond du bassin un petit hameau entouré de prairies et de quelques bouquets de bois: au-dessus et sur une exposition propice, on voit des moissons auxquelles le soleil d'été peut donner à peine une teinte dorée. La courte satisfaction qu'on éprouve à l'aspect de ce paysage n'est due qu'au contraste: ailleurs, cette

vue serait sans effet, mais ici elle récrée un moment l'esprit attristé du ton aride et monotone des lieux qu'on vient de traverser. Tout le reste de la vallée n'offre plus que des rochers nus et quelques sombres forêts de sapins et de mélèzes ».

Cette description, assez pessimiste, s'applique surtout à la partie haute des vallées, toujours très sauvage et dépeuplée. Là, d'étroits verrous, modelés par les glaciations quaternaires qui, par ailleurs, n'ont pas joué un rôle capital dans l'évolution du relief (R. Blanchard [1952]), séparent des ombilics de très faibles dimensions. Dans notre région, le plus vaste d'entre eux est représenté par la conque de Ceresole, dans la vallée de l'Orco, occupée par un lac-réservoir qui n'a guère que 3 kilomètres de long sur 750 mètres de largeur maxima. C'est dire que la part laissée à l'habitat et aux pâturages est très faible; aussi la densité de la population ne dépasse que rarement 5 à 10 habitants au kilomètre carré. Par contre, au voisinage de la plaine, les vallées, fortement élargies et anormalement surpeuplées (100 à 300 habitants au kilomètre carré), sont infiniment plus riantes: les pentes, plus faibles, plus arrosées, dotées d'un sol relativement profond ou enduites de dépôts glaciaires, sont parées de grasses prairies et de châtaigneraies touffues. Ainsi, les contrastes dus au relief sont-ils accentués par ces étonnantes oppositions qui caractérisent la végétation, la culture et l'habitat dans les parties inférieure et supérieure de chaque vallée.

Finalement, cette région, comme tout le reste du versant piémontais, est un domaine d'érosion intense et de forts contrastes. Ces dures barrières de roches éventrées par de modestes torrents partant à la conquête, ces vieilles masses cristallines mises à nu, débarrassées de leur épaisse couverture de Schistes lustrés et entaillées elles-mêmes profondément, ces altiers pitons de roches vertes mis en relief par déblaiement de leur gangue de calcschistes, ces bassins étriqués dominés souvent de plus de 2000 mètres par des cimes vertigineuses, tout cela est l'œuvre de l'érosion. C'est elle qui a amené cette région à cet état d'évolution avancée du relief où voisinent les collines usées et arrondies de la bordure de la plaine et les chaînes intensément découpées, frangées de glaciers, divergentes à partir des points culminants.

Le géologue, et tout particulièrement le pétrographe, ne peut que se réjouir d'avoir un champ d'étude aussi bien ciselé, où les vallées encaissées offrent de magnifiques coupes naturelles et où les parois dénudées livrent une débauche d'échantillons frais.

II

L'ÉVOLUTION DES IDÉES SUR LA GÉOLOGIE DE LA RÉGION

Il est difficile, lorsqu'on veut résumer l'évolution des idées sur la structure géologique d'un secteur déterminé de la chaîne alpine, de ne point dépasser dans l'espace ce cadre formément limité, tant il est vrai que la plus petite découverte a toujours, en géologie alpine, des résonnances souvent lointaines suivant l'axe de la chaîne.

Mais il n'est pas dans mon dessein d'entreprendre ici un historique exhaustif des nombreux travaux qui se rapportent de près comme de loin à la région étudiée: cela m'entraînerait à des développements exagérés (2). Je me bornerai à retracer le plus brièvement possible les grands traits de cette évolution dans laquelle on peut distinguer plusieurs orientations, après la période inévitable des tâtonnements des pionniers qui, à la suite de H.-B. de Saussure [1779-1796], ont été attirés par la géologie alpine. Si on la considère dans son ensemble, l'évolution des idées sur la géologie de la zone interne peut en effet se diviser en deux phases principales.

La *première phase* concerne la délimitation dans les Alpes occidentales de zones parallèles à l'axe de la chaîne et la chronologie des terrains qui les constituent.

Les premières tentatives sérieuses pour déchiffrer la « constitution géognostique » des Alpes sont celles de Sc. Gras, du côté français, et de A. Sismonda, du côté italien. Sc. Gras [1844] distingue dans les Alpes occidentales une « chaîne externe » et une « chaîne interne » ou orientale, plus cristalline, où voisinent, dans le Piémont, des roches granitiques et gneissiques, surmontées de « schistes calcaréo-talqueux » (Schistes lustrés): les principales subdivisions de la zone piémontaise, massifs cristallins d'une part (gneiss et granite) et Schistes lustrés d'autre part, sont donc reconnues dès cette époque. Les observations de A. Sismonda [1838, 1848, 1852] aboutissent à une carte au 1/500000 [1866] où l'on peut voir la première esquisse géologique, à la vérité très fragmentaire, de la région: dans le Piémont, les gneiss ou « roches primitives » sont enveloppés de terrains jurassiques et de serpentines.

A la même époque, Ch. Lory [1866] introduit le premier l'idée de discontinuités tectoniques entre les grandes zones qu'il distingue dans les Alpes occidentales. D'après lui, de grandes lignes de failles verticales découpent les Alpes occidentales en quatre compartiments d'histoire géologique très différente. Le plus oriental ou « quatrième zone alpine » est essentiellement formé par les « schistes calcaréo-talqueux », attribués au Trias supérieur, d'où « on voit surgir par de larges trouées des massifs de roches cris-

(2) Par la suite, chaque chapitre sera précédé d'une introduction où l'historique des travaux qui lui sont propres sera abordé avec plus de précision.

tallines ». Cette zone est appelée plus tard [1881] la « zone du Mont-Rose ». Ch. Lory précise en même temps qu'elle est tout entière constituée par des schistes cristallins dont le métamorphisme croît de haut en bas et il pressent génialement l'influence dans cette région de deux métamorphismes successifs, l'un récent, post-triasique, et l'autre beaucoup plus ancien, tous deux séparés dans le temps par une importante lacune stratigraphique.

Entre temps, une discussion très importante s'est établie sur l'âge des Schistes lustrés; elle domine toute la fin de cette première phase de l'histoire de la géologie des Alpes internes. Alors que Ch. Lory s'obstine à maintenir cette formation dans le Trias supérieur et A. Sismonda dans le Jurassique, B. Gastaldi [1871, 1874, 1878] et ses élèves, M. Baretti [1877], D. Zaccagna [1887,1892] et A. Bucca [1886], émettent des idées toutes différentes. D'après ces géologues italiens, la « zone du Mont-Rose » comporte une partie inférieure (zone du « gneiss central » ou du « gneiss antique ») représentée par les « massifs ellipsoïdes » du Mont-Rose, du Grand Paradis et de Dora-Maira, et une partie supérieure (zone des « roches vertes »). Par comparaison des faciès pétrographiques avec ceux d'autres régions du Globe, la zone du gneiss central est attribuée au Laurentien inférieur et la zone des roches vertes au Laurentien supérieur et à l'Huronien. De plus, toutes les roches de ces deux zones, sans exception, sont considérées par eux comme d'origine exclusivement sédimentaire. En dehors de ces interprétations en grande partie erronées, il faut rendre hommage à cette pléiade de géologues italiens à qui on doit les premières études pétrographiques de la région et aussi des levés géologiques remarquables pour l'époque qui aboutissent à la publication de la première édition [1899] de la carte géologique d'Italie au 1/1000000. Les géologues français de la nouvelle génération, M. Bertrand [1889] et P. Termier [1891] finissent par se rallier, après confrontation sur le terrain, à l'opinion des géologues italiens: cette longue discussion sur l'âge des Schistes lustrés est momentanément close.

L'œuvre de synthèse de C. Diener [1891] peut servir d'épilogue à cette première phase de l'histoire géologique des Alpes internes. En effet, aussi bien pour la subdivision en zones que pour les interprétations stratigraphiques, elle s'appuie sur tous les travaux antérieurs. Mais par une coïncidence malheureuse, cette œuvre qui, dans l'esprit de son auteur, devait constituer un bilan des « conquêtes définitives » de la science géologique alpine, arrive à un moment où s'ouvre pour cette dernière, une voie toute nouvelle.

La *seconde phase* de l'histoire géologique des Alpes internes commence en effet à cette époque, marquée par l'essor des études tectoniques.

C'est M. Bertrand [1884] qui le premier a l'idée d'appliquer au célèbre double-pli des Alpes de Glaris la notion nouvelle de charriage. Dix ans plus tard, dans une série de notes importantes [1894 a, b, c, d, e], il révèle les conceptions révolutionnaires auxquelles l'a conduit l'application de ces idées au secteur interne des Alpes occidentales. Il voit dans les Alpes franco-italiennes une structure en éventail dont le Houiller briançonnais occupe l'axe, flanqué latéralement de plis couchés vers l'Est et vers l'Ouest; çà et là, pointent des « massifs amygdaloïdes » qui, du côté oriental, correspondent à nos massifs cristallins internes. De plus, M. Bertrand admet, chose déjà entrevue par P. Termier [1891] et plus anciennement encore par A. Brochant de Villiers [1808], que le métamorphisme va croissant d'Ouest en Est. Il en déduit que les massifs cristallins internes gneissiques représentent vers l'Est le terme ultime du métamorphisme des terrains permo-houillers, non transformés à l'Ouest, et que les Schistes lustrés sus-jacents sont triasiques

et peut être liasiques. Ces dernières conceptions sont déjà consignées sur les cartes géologiques au 1/80000 de Bonneval [1895] et de Tignes [1899]. Les belles découvertes paléontologiques de S. Franchi [1898, 1899, 1904] dans la zone des Schistes lustrés confirment d'ailleurs l'âge mésozoïque de ces derniers mettant fin à une discussion qui n'a que trop duré.

P. Termier [1902] illustre la nouvelle théorie des nappes par ses quatre coupes à travers les Alpes franco-italiennes: on y voit l'éventail briançonnais, enraciné sur place, chevaucher à l'Ouest la zone du Flysch (nappe 1), alors qu'à l'Est toutes les nappes supérieures, « hypothétiques », sont représentées comme enlevées par l'érosion, sauf quelques lambeaux dont les racines se situent plus à l'Ouest; toute la zone du Piémont est encore considérée comme autochtone. L'année suivante, c'est le problème des terrains cristallophylliens des Alpes occidentales qui est exposé théoriquement au IX[e] Congrès géologique international [1903]. P. Termier distingue trois séries cristallophylliennes d'âge différent: la série antéhouillère, celle des massifs cristallins externes, témoins d'une ancienne chaîne reprise par les plissements alpins; la série permo-houillère, celle des massifs cristallins internes; enfin, la série mésozoïque, celle des Schistes lustrés, dont la partie supérieure est peut-être éocène. L'ensemble des séries mésozoïque et permo-houillère forme la « série cristallophyllienne alpine ». P. Termier estime que ces trois séries, tout en possédant chacune leurs roches éruptives, sont en majeure partie d'origine sédimentaire. Quant aux causes du métamorphisme, il ne faut les rechercher ni dans les actions dynamiques qui « déforment mais ne transforment point », ni dans la mise en place des roches éruptives massives. Les causes du métamorphisme régional sont, d'une part, l'enfouissement des assises dans les profondeurs du géosynclinal et, d'autre part, l'apport de substances étrangères, véritables « colonnes filtrantes » qui montent des profondeurs en faisant « tache d'huile ».

Si ces dernières conceptions, absolument neuves, peuvent être considérées comme géniales et prophétiques, il n'en est pas de même du schéma tectonique de 1902, évoqué ci-dessus, qui est rapidement remis en question.

En effet, M. Lugeon [1902] montre que la coupe fournie par le tunnel du Simplon confirme l'hypothèse qu'il a récemment émise: le massif du Simplon est constitué par l'empilement de trois nappes de recouvrement, dites simploniques (les futures nappes I, II et III), déversées vers le Nord Ouest. Grâce aux explorations d'E. Argand dans les Alpes Pennines, M. Lugeon et son élève montrent [1904] que le massif du Tessin est formé lui aussi par la superposition de quatre nappes de recouvrement (IV à VII), chevauchant vers le Nord Ouest les nappes simploniques. Enfin ces auteurs étendent cette structure à la majeure partie de la zone du Piémont [1905 a, b]. « La synthèse des Alpes occidentales était achevée » ([3]).

De fait, la généralisation à toute la zone pennique des éléments tectoniques reconnus dans le massif simplo-tessinois est très rapidement terminée, bien qu'elle s'applique à un territoire très mal connu stratigraphiquement et pétrographiquement. P. Termier [1907] corrige selon les nouvelles idées ses coupes de 1902. E. Argand [1906, 1911, 1916] étend ses conceptions jusqu'à la Méditerranée, tandis que R. Staub le relaye vers le Nord, dans les Grisons et les Alpes orientales. L'important essai de synthèse de ce dernier auteur et la carte structurale du système alpin qui l'accompagne [1924] sont tous deux inspirés « rigidement » ([4]) de la théorie des nappes. « Dans l'atmosphère en-

(3) M. Lugeon: Emile Argand, *Bull. Soc. Neuchâteloise Sc. Nat.*, 65, 1940, p. 29.
(4) Le mot est de V. Novarese [1929, p. 174].

thousiasmée par les synthèses » (5), on va s'obstiner désormais, la plupart du temps avant toute étude pétrographique préliminaire, à retrouver tout au long de la chaîne toutes les nappes, toutes les racines et jusqu'aux moindres « plis en retour » ou « faisceaux vermiculaires », en se basant bien souvent sur de futiles analogies de faciès lithologiques. Dans le secteur qui nous intéresse, G.B. Dal Piaz et surtout F. Hermann se font les champions de la nouvelle théorie. Il faut ajouter, pour être juste, que ces deux auteurs n'adoptent pas aveuglément, comme beaucoup d'autres, les idées suisses: c'est ainsi que G.B. Dal Piaz [1939] démontre l'inexistence dans le domaine pennique de la « série compréhensive » dans laquelle E. Argand englobait tous les schistes cristallins de l'Antéhouiller au Nummulitique, et met au contraire en évidence le caractère général de la discordance hercynienne dans la zone interne des Alpes, sans convaincre d'ailleurs beaucoup de géologues alpins; quant à F. Hermann, il a le mérite, l'un des premiers, de faire intervenir dans l'architecture alpine, mais de façon trop hermétique, la notion d'écoulement par gravité.

J'ai déjà indiqué plus haut la conception qu'on se fait encore de la région étudiée, en faisant rentrer dans le cadre classique, parfois de force pour ne pas « porter atteinte à un édifice magnifique » (5), des observations minutieuses qui, souvent, auraient gagné à être interprétées beaucoup plus simplement. On verra plus loin, par exemple, comment les Schistes lustrés ont été ballotés de la nappe V à la nappe VI pour revenir finalement à la nappe V. Dans le massif simplo-tessinois lui-même, l'individualité de certaines nappes définies par M. Lugeon et E. Argand est maintenant contestée: c'est ainsi que la nappe de Lebendum (II) ne serait qu'une digitation de la nappe du Grand Saint-Bernard (H. Preiswerk et M. Reinhard [1934]), de même que la nappe du Grand Saint-Bernard (IV) et celle du Mont-Rose (V) ne seraient que deux diverticules d'une même unité tectonique ou nappe des Mischabel (P. Bearth [1939]). Plus au Sud, A. Amstutz, démontrant l'inexistence de la nappe du Mont-Rose, propose le terme de zone du Mont-Rose, moins compromettant, en même temps qu'il modifie complétement l'architecture classique de la région [1935, 1949, 1950, 1952 a, b, c].

Il semblerait donc, à me lire, que la seconde phase que j'ai distinguée dans l'histoire géologique de la zone alpine interne soit caractérisée par des efforts en grande partie stériles ou, pour le moins, prématurés. Cela ne serait pas totalement exact: on ne peut reprocher aux grandes synthèses tectoniques suisses, qui sont probablement valables dans certains secteurs, d'avoir sclérosé pendant près d'un demi siècle la géologie alpine que dans la mesure où l'on a admis aveuglément, comme un dogme, leur généralisation, seule critiquable. Les réactions contre une telle attitude commencent seulement à se faire jour. M. Gignoux [1951, p. 89] écrit par exemple: « Jusqu'à ces dernières années, nous vivions, ou plutôt nous dormions sur les synthèses classiques de E. Argand... ». De Suisse même, des avertissements sérieux se font entendre: J.M. Vallet [1950, p. 147] constate que « lorsqu'on veut y intégrer (dans ces grandes synthèses tectoniques) ce que l'on voit réellement sur le terrain, on se heurte à des difficultés parfois insurmontables », et il ajoute: « Il est tout de même curieux de noter que les grands raccords tectoniques, surtout dans le cristallin, ont été établis, non pas sur la base d'observations pétrographiques mais principalement et presque exclusivement sur la géométrie des formes »; A. Amstutz [1951, p. 319] avoue même: « Il ne m'est plus possible de croire à cette théorie (des nappes) qui règne sur la géologie alpine depuis si longtemps ».

Il semble donc que trop de problèmes de tous ordres, pétrographiques, stratigraphiques et tectoniques, restent encore à résoudre dans les Alpes pour qu'ait sonné l'heure

(5) C.-E. Wegmann, *Bull. Soc. Neuchâteloise Sc. Nat.*, 68, 1943, p. 99.

des synthèses définitives. En tout cas la prudence paraît s'imposer. M. Gignoux (6) nous y invite lorsqu'il écrit, en parlant des grandes synthèses tectoniques suisses: « Ce sont là des géométrisations entièrement gratuites. I nous paraît au contraire extrêmement dangereux de s'obstiner à retrouver toujours les mêmes nappes d'un bout à l'autre de la chaîne, de Vienne à Nice (et même au-delà, en Corse): les nappes nous apparaissent bien plutôt comme des « festons locaux », s'avançant tour à tour et se relayant au front de la chaîne ».

Combien plus rationnelle a été l'attitude des géologues et pétrographes de l'Ufficio Geologico d'Italia, dont on a eu trop tendance à oublier les noms, à côté de ceux d'Argand, Staub et Termier! Ces géologues ont levé, à la fin du siècle dernier et au début de ce siècle, la carte géologique du secteur italien des Alpes occidentales au 1/25000. Ces levés ont abouti, dans la région qui nous intéresse, à la publication des feuilles Gran Paradiso [1912], Ivrea [1912], Susa [1913] et Torino [1925] de la Carte géologique d'Italie au 1/100000. Ce sont des documents d'une grande exactitude et d'une inestimable valeur. Les nombreuses notes, qui ont accompagné ces levés et qui seront analysées plus loin, sont encore, à l'heure actuelle, une mine précieuse de renseignements. En ce qui concerne les grandes synthèses tectoniques d'Argand et de Staub, ces géologues italiens ont toujours observé une attitude très réservée, sinon opposée. V. Novarese, chef de file de cette équipe, nous en indique la raison [1929, p. 175]: « Les faits qui, ailleurs, ont donné naissance à la théorie, manquent dans les Alpes italiennes ou n'y ont pas la même évidence, de sorte que tout ce qu'on y observe peut être expliqué sans recourir à des hypothèses aussi grandioses ». On ne peut qu'admirer, par exemple, la rigueur et la simplicité de l'argumentation de V. Novarese [1929] quand il détruit point par point le bel édifice de R. Staub [1924]. Il faudrait exhumer aussi de l'oubli le mémoire fondamental de S. Franchi [1929], où cet auteur montre, avec toute la clarté et la précision désirables, l'inexistence des nappes IV et V dans les Alpes Cottiennes, au Sud de la région étudiée ici.

Ainsi, à une époque où tant de géologues, parmi les plus illustres, se laissèrent trop facilement gagner par les grandes visions d'ensemble, S. Franchi, E. Mattirolo, V. Novarese et A. Stella ont accompli une œuvre peut-être moins séduisante, mais qui reste positive: ils se sont contentés en effet d'établir, sans idées préconçues, des cartes que nous appellerions aujourd'hui « lithologiques ». N'était-ce point faire acte de sagesse dans un territoire entièrement occupé par des formations cristallophylliennes et encore très mal connu?

---

(6) M. Gignoux: Géologie stratigraphique, 4e éd., Paris, 1950, p. 320, note infrapaginale 1.

III

BUTS DE L'OUVRAGE — DÉFINITIONS

Il est évident que l'œuvre, déjà ancienne, de ces géologues italiens demande à être revue peu à peu en utilisant les méthodes pétrographiques modernes. C'est ce que vient de faire récemment P. Bearth [1952] pour la région du Mont-Rose et c'est un des buts principaux que je me suis assigné dans le secteur des Alpes occidentales que j'ai étudié. Dans un territoire exclusivement constitué de schistes cristallins, l'étude pétrographique est en effet à la base de tout autre recherche. On verra plus loin que c'est l'étude micrographique qui m'a permis de mettre en évidence plusieurs faits capitaux et, en particulier, celui qui constitue la véritable clef de la géologie de la région: le polymétamorphisme rétrograde (7) affectant les schistes cristallins des massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo.

Au cours de ce travail, j'ai surtout cherché à établir avec le plus grand soin les relations qui pouvaient exister entre les principaux faciès pétrographiques définis de façon précise, afin de placer le problème sur un plan plus général que celui de la pétrographie purement descriptive. J'ai appliqué pour cette étude les principes de la *méthode zonéographique*. Je renvoie une fois pour toutes aux importants mémoires de J. Jung et M. Roques où ces principes ont été clairement exposés [1936, 1938, 1941, 1952]. Toutefois, comme ils sont encore peu appliqués au domaine cristallophyllien alpin, je crois utile de les résumer brièvement.

Je rappellerai tout d'abord qu'on s'est aperçu depuis longtemps que les associations minéralogiques ne sont pas réparties au hasard dans les schistes cristallins. F. Becke a montré, en 1904, qu'elles témoignent au contraire, à partir des constituants originels, de divers états d'équilibre en relation avec la pression et la température, c'est-à-dire avec la profondeur. Le concept de *zones de profondeur du métamorphisme*, caractérisées chacune par des associations minéralogiques particulières, s'est donc rapidement imposé aux spécialistes. Diverses classifications des schistes cristallins, plus ou moins basées sur ce principe, ont été successivement proposées, telles celles de U. Grubenmann (1910), de G. Barrow (1913), de V.M. Goldschmidt (1915) et de C.E. Tilley (1925). L'emploi pratique de toutes ces classifications est difficile sur le terrain, les critères minéralogiques précis et théoriques qui définissent chaque zone ne correspondant que rarement dans la nature à des limites nettes et tranchées.

Il en est de même de la classification des roches métamorphiques d'après le « faciès-minéral ». P. Eskola a créé en 1920 ce terme pour grouper des roches métamorphiques

(7) Une série cristallophyllienne est dite *polymétamorphique* lorsqu'on peut y mettre en évidence la superposition de plusieurs métamorphismes successifs. Le *polymétamorphisme rétrograde* ou, plus brièvement, la *rétromorphose* (*diaphthorese* des auteurs de langue allemande) n'est qu'un type particulier du polymétamorphisme, caractérisé par le fait qu'une association de minéraux formés dans des zones de métamorphisme profondes, est transformée ultérieurement en une association de minéraux stables dans des zones de métamorphisme moins profondes.

d'origine quelconque ayant atteint l'équilibre chimique dans des conditions physiques telles que, pour des matériaux de composition chimique identique, les mêmes compositions minéralogiques sont reproduites. Pour définir avec précision un « faciès minéral » on choisit une association minérale stable seulement à l'intérieur de limites relativement rapprochées de température et de pression: le « faciès » ainsi défini reçoit le nom du type de roche permettant le critère, par exemple « faciès amphibolite », « faciès éclogite », etc... Cette classification aurait été d'un emploi très délicat dans la région étudiée où, du fait de la rétromorphose et, par suite, de la présence fréquente de résidus instables, l'équilibre chimique idéal, base de la classification d'Eskola, n'est pratiquement jamais réalisé.

La classification des schistes cristallins de J. Jung et M. Roques échappe à ces inconvénients majeurs et présente, en particulier sur le terrain, une valeur pratique reconnue même par les auteurs qui ont cru pouvoir formuler des critiques sur le plan théorique (8).

Je rappellerai rapidement que J. Jung et M. Roques établissent d'abord une grande coupure dans les schistes cristallins en distinguant, d'une part, les *ectinites,* dérivant du métamorphisme général de tension, où la métasomatose a joué un rôle nul (ectinites normales) ou léger (ectinites métasomatiques), et, d'autre part, les *migmatites,* au sens de C.-E. Wegmann [1935], dérivant du métamorphisme général de tension et d'apport, où l'apport feldspathique, par injection de magma ou par métasomatose, a joué un rôle considérable pendant que s'accomplissaient les phénomènes de recristallisation sous tension.

1 — Les divers faciès d'*ectinites* s'associent pour constituer des *zones d'isométamorphisme*, très facilement reconnaissables sur le terrain grâce à l'apparition de minéraux-repères toujours largement représentés, surtout dans la séquence alumineuse. De haut en bas, les ectinites comportent les zones d'isométamorphisme suivantes:

	Minéraux de néoformation repères dans la séquence alumineuse
a) Groupe des Micaschistes (ou groupe quartzo-phylliteux)	
— *Zone des Micaschistes supérieurs*	Chlorite et muscovite
— *Zone des Micaschistes inférieurs*	Muscovite et biotite
b) Groupe des Gneiss (ou groupe feldspathique)	
— *Zone des Gneiss supérieurs*.....	Muscovite et biotite
— *Zone des Gneiss inférieurs*.....	Biotite
— *Zone des Gneiss ultra-inférieurs*.....	Cordiérite.

2 — Les divers faciès de *migmatites* se groupent en *zones de migmatisation,* définies d'après la texture des roches, les associations minéralogiques étant ici beaucoup moins variables que dans les ectinites sus-jacentes. De haut en bas, les migmatites comportent les zones de métamorphisme suivantes:

a) *Zone des Embréchites.* Les embréchites sont les migmatites « imbibées », toujours stratifiées car l'apport feldspathique y imprègne la « roche-trame » sans détruire

(8) Voir par exemple: P. Lapadu-Hargues. Les massifs de la Margeride et du Mont-Lozère et leurs bordures, *B.S.C.G.F.,* 1948, 222, p. 42.

la schistosité cristallophyllienne. Les embréchites peuvent présenter les textures rubannée (feldspaths en lits minces), œillée (feldspaths individualisés en porphyroblastes) ou amygdalaire (feldspaths en lentilles allongées).

b) *Zone des Anatexites.* Les anatexites sont les migmatites « fondantes » où la schistosité cristallophyllienne tend à disparaître progressivement de haut en bas. La texture devient alors tourbillonnaire puis nébulitique. A la limite inférieure, la roche devient finalement grenue et plus ou moins homogène: on entre dans la *zone des granites d'anatexie fondamentaux.*

3 — Les études régionales montrent que la surface de séparation entre ectinites et migmatites, appelée par C.-E. Wegmann [1935] « *front de migmatisation* », peut se situer à des niveaux variables de la série des ectinites. Cette dernière peut donc être plus ou moins complète suivant les régions considérées; autrement dit, le front de migmatisation peut s'élever plus ou moins haut dans la série des ectinites.

4 — Dans les *ectinites métasomatiques,* les minéraux de remplacement appartiennent généralement à la zone des ectinites normales au sein de laquelle ils se développent: la métasomatose est dite alors isozonale et la succession des zones d'isométamorphisme est normale. Par exemple, les micaschistes albitisés, ou gneiss albitiques, les micaschistes à glaucophane (métasomatose sodique) se cantonnent de préférence dans la zone des Micaschistes supérieurs, alors que les micaschistes à plagioclases (métasomatose calco-sodique) ne dépassent pas vers le haut la zone des Micaschistes inférieurs. Il y a lieu de noter qu'une métasomatose plus intense conduit à des faciès de transition entre ectinites métasomatiques et migmatites. C'est ainsi que les gneiss albitiques, les micaschistes à plagioclases, etc... peuvent prendre des textures rappelant celles des migmatites: ce sont alors des embréchites albitiques, des embréchites plagioclasiques, etc...

On voit immédiatement tout l'intérêt que présente une telle classification. Basée strictement sur l'étude pétrographique de la texture, de la structure et de la composition minéralogique des schistes cristallins, elle permet de grouper les divers faciès pétrographiques en zones de métamorphisme aisément reconnaissables et cartographiables, d'étudier les relations mutuelles de ces zones dans une région donnée et d'établir de fructueuses comparaisons avec d'autres régions. Elle conduit donc à établir une sorte de stratigraphie ou « zonéographie » des terrains cristallophylliens.

Il faut d'ailleurs noter que l'application au domaine intra-alpin de cette méthode — mise au point dans les séries cristallophylliennes relativement simples du Massif Central et des Vosges, puis largement utilisée dans les Pyrénées, la Bretagne, l'Afrique, etc... — ne va pas sans soulever certaines difficultés. L'étude zonéographique de la série proprement alpine ouvre peu d'horizons nouveaux, car tous les faciès des Schistes lustrés se groupent, dans notre région, ainsi qu'on le verra plus loin, uniformément dans la zone des Micaschistes supérieurs. Par contre, l'étude zonéographique du socle, affecté par deux métamorphismes successifs, si elle se révèle finalement très féconde, reste très complexe. J'ai pu vérifier, en particulier, qu'on ne peut appliquer à une telle série cristallophyllienne polymétamorphique la méthode zonéographique classique conduisant au levé direct des zones d'isométamorphisme sur le terrain. Mon premier travail a donc été d'y définir, grâce à l'étude pétrographique de détail, des ensembles lithologiques à l'échelle régionale, qu'on peut appeler avec J. Jung et M. Roques [1952] des *groupes cristallophylliens.*

La notion de groupe cristallophyllien est extrêmement intéressante, car elle conduit le pétrographe à adopter, dans le terrain cristallophyllien, les méthodes générales du stratigraphe. Ce dernier définit d'abord une « série », présentant dans l'ensemble un « faciès dominant » ; puis il décrit des « horizons » ou « faciès secondaires » ; enfin il découpe la série en étages ou sous-étages stratigraphiques, en se basant sur la présence de fossiles ou d'associations de fossiles caractéristiques. Le pétrographe peut procéder de même. C'est ainsi que j'ai été amené à étudier ensemble, dans un même groupe cristallophyllien, des formations souvent pétrographiquement très différentes, mais qui, c'est une réalité, sont associées sur le terrain. Les relations qui peuvent exister entre de telles formations, ne sont pas, de cette manière, systématiquement éludées, comme c'est le cas lorsqu'on se contente de présenter un catalogue descriptif des divers types pétrographiques d'une région. On verra plus loin, par exemple, que le « groupe des migmatites du Grand Paradis » comporte, en dehors des migmatites, qui constituent le faciès dominant, une série d'intercalations de roches diverses (lentilles de granite d'anatexie locale, septa de gneiss minuti ou de micaschistes, bandes d'amphibolites, etc), dont les rapports avec les migmatites sont intéressants à étudier, et que je décrirai, pour cette raison, en même temps.

Ce n'est qu'après la délimitation précise de ces groupes cristallophylliens, que j'ai pu étudier leur stratigraphie propre, leurs relations mutuelles et enfin établir l'ancienne répartition des zones d'isométamorphisme.

La méthode zonéographique perd de son intérêt pratique et immédiat sur le terrain, puisque l'étude pétrographique, stratigraphique et zonéographique doit précéder le plus souvent le tracé des contours sur la carte ; mais cette perte est largement compensée par les résultats d'ensemble auxquels on peut ainsi aboutir. Il est, en particulier, très intéressant de noter qu'il est désormais possible de cette manière de retracer les zonéographies successives des séries cristallophylliennes polymétamorphiques.

Cette étude zonéographique du socle ancien de la région du Grand Paradis constitue donc l'un des buts principaux de mon travail. La carte au 1/100.000 que je présente en est directement inspirée. Les considérations précédemment exposées m'ont conduit à ne pas publier une carte lithologique de détail : mes levés — presque toujours concordants en ce qui concerne les contours sinon les désignations pétrographiques, avec ceux des géologues de l'Ufficio Geologico d'Italia — y ont été simplifiés à dessein, afin de faire ressortir plus nettement les grands ensembles zonéographiques.

Les mêmes observations peuvent s'appliquer à l'histoire tectonique de la région. Je ne me suis pas spécialement attaché à cette étude, pourtant traditionnelle dans tout travail consacré aux Alpes. Démuni, je l'avoue, des « saines conceptions mécaniques » qui sont, paraît-il, « indispensables pour ceux qui abordent l'étude de l'immense problème mécanique alpin » (F. Hermann [1938], p. 21), je me suis contenté d'exposer, sans aucune idée préconçue, les conséquences tectoniques qui s'imposent d'elles-mêmes à la suite de l'étude pétrographique et zonéographique : les quelques résultats nouveaux que j'apporte dans ce domaine suffisent, comme on le verra plus loin, à modifier radicalement la conception que l'on se faisait jusqu'ici de la structure de cette région.

Tels sont les buts que j'ai poursuivis au cours de l'élaboration de ce travail : grâce à l'étude zonéographique, basée sur une étude micrographique détaillée, j'ai tenté de dégager, dans cette région assez vaste, les grandes lignes d'un cadre géologique et structural, où il est souhaitable que des retouches de détail viennent par la suite s'insérer localement.

Le plan que je suivrai dans l'exposé de ces résultats apparaît dès lors tout tracé. L'ouvrage est subdivisé en quatre parties de volume très différent. Dans la première, l'étude de la grande coupe transversale fournie par les vallées de l'Arc, en France, et de l'Orco, en Italie, me permettra tout d'abord de situer les grands ensembles géologiques et de poser ensuite les problèmes soulevés par leurs relations mutuelles. La deuxième partie sera consacrée à la série cristallophyllienne alpine des Schistes lustrés; je crois en effet nécessaire de commencer, contrairement à l'usage, par l'étude de la série la plus récente et, par suite, la plus simple. Les effets du métamorphisme général d'âge alpin ainsi mis en évidence, il sera plus aisé d'exposer ensuite, dans la troisième partie, l'histoire métamorphique beaucoup plus complexe du socle cristallophyllien ancien (Série cristallophyllienne des massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo). Enfin, dans la quatrième partie, je présenterai les résultats nouveaux apportés par ce travail, d'une part en ce qui concerne les relations entre les deux séries cristallophylliennes précédemment étudiées, d'autre part en ce qui concerne les caractères généraux du métamorphisme.

PREMIERE PARTIE

LES GRANDS ENSEMBLES GÉOLOGIQUES

PREMIÈRE PARTIE

LES GRANDS ENSEMBLES GEOLOGIQUES

Sommaire

I — COUPE GÉOLOGIQUE DE L'ARC ET DE L'ORCO.

A — La série des Schistes lustrés dans la vallée de l'Arc.

B — La coupole du Grand Paradis.

1 — Le groupe des gneiss minuti à Bonneval.

2 — Le groupe des migmatites du Grand Paradis dans la moitié occidentale du massif.

3 — Le granite d'anatexie fondamental des Scalari au centre du massif.

4 — Le groupe des migmatites du Grand Paradis dans la moitié orientale du massif.

5 — Le groupe des gneiss minuti entre Fornello et Locana.

C — La série des Schistes lustrés dans la vallée de l'Orco.

D — Le massif de Sesia-Lanzo.

1 — Le groupe des gneiss minuti de Sparone.

2 — Le groupe des micaschistes à glaucophane de Cuorgnè.

II — CONCLUSIONS A L'ETUDE DE LA COUPE DE L'ARC ET DE L'ORCO: LES PROBLÈMES GÉOLOGIQUES.

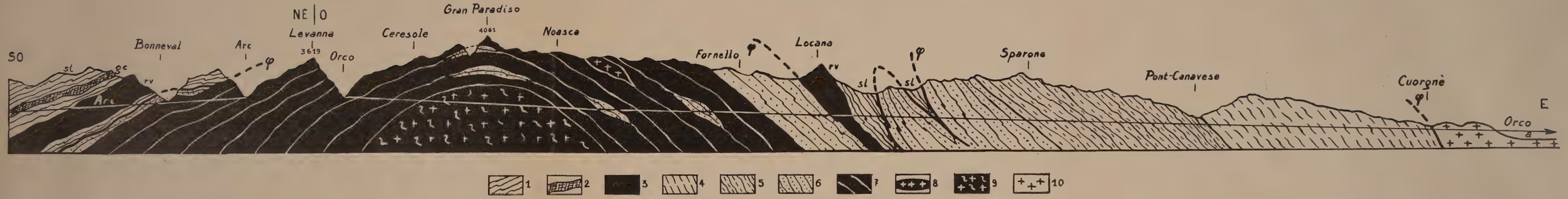


FIG. 5 — COUPE GÉOLOGIQUE LE LONG DES VALLÉES DE L'ARC ET DE L'ORCO

(Longueur de la coupe: 60 km. environ)

SÉRIE DES SCHISTES LUSTRÉS
1 — Calcschistes, prasinites, etc... (sl)
2 — Gneiss albitiques du Charbonnel (gc)
3 — Roches vertes (rv)

SÉRIE GRAND PARADIS SESIA-LANZO
4 — Micaschistes à glaucophane de Cuorgnè
5 — Gneiss albitiques de Pont-Canavese
6 — Gneiss albitiques de Pessinetto
7 — Embréchites œillées du Grand Paradis
8 — Granite porphyroïde d'anatexie locale
9 — Granite d'anatexie fondamental des Scalarí

10 — Zone du Canavese

I

COUPE GÉOLOGIQUE DE L'ARC ET DE L'ORCO

L'examen successif des principales coupes offertes du Sud au Nord de la région par les vallées des Stura, de l'Orco, de la Soana, de la Chiusella, de l'Ayasse, de la Doire Baltée, etc... amènerait des redites fastidieuses en raison de la similitude des zones traversées, plus ou moins fragmentairement suivant les cas, par ces cours d'eau tous plus ou moins parallèles.

Il m'a donc semblé préférable de présenter avec plus de détail la grande coupe transversale fournie par la vallée de l'Orco et prolongée en territoire français par la haute vallée de l'Arc. Cette longue coupe permet en effet de décrire en une seule fois tous les ensembles géologiques de la région et, par conséquent, d'exposer les différents problèmes qu'ils soulèvent, d'une part, en eux-mêmes, d'autre part, dans leurs relations mutuelles. Il ne sera question dans tout cela que de l'énoncé objectif des principaux faits observables le long de la coupe: les descriptions de détail, la solution des problèmes posés, les interprétations, viendront dans les chapitres suivants.

Cette coupe (Fig. 5) présente un trajet brisé (1). Elle suit:

1° du Sud Ouest au Nord Est, la haute vallée de l'Arc entre le village du Villaron, au confluent de l'Arc et de l'Avérole, et les chalets de la Duis, au confluent de l'Arc et du ruisseau de Léchans, sur 12,5 km environ.

2° du Sud Sud-Ouest au Nord Nord-Est:

a) le vallon du ruisseau de Léchans, entre les chalets de la Duis et le col frontière du Carro (3137 m), sur 3,5 km.

b) le cours du ruisseau du Carro, depuis le glacier du Carro jusqu'à son confluent avec l'Orco, sur 3,5 km.

3° d'Ouest en Est, en direction générale, la vallée de l'Orco jusqu'à la ville de Cuorgnè, sur 48 km environ.

---

(1) La carte géologique annexée à ce mémoire ne comportant qu'un fond topographique très réduit, il convient, pour suivre cette coupe, de se reporter: pour la vallée de l'Arc, à la carte de France au 1/50.000 (Feuilles Lanslebourg, XXXVI-34, et Tignes, XXXVI-33), pour la vallée de l'Orco, à la carte d'Italie au 1/100.000 (Feuilles Gran Paradiso, 41, et Ivrea, 42).

A. — LA SERIE DES SCHISTES LUSTRES DANS LA VALLEE DE L'ARC

Au Villaron, la vallée de l'Arc est largement entaillée dans les Schistes lustrés, qui forment, sur la rive gauche, le massif de l'Ouille Allegra et de la Pointe d'Andagne et, sur la rive droite, le massif de la Croix de Dom Jean Maurice (Fig. 6).

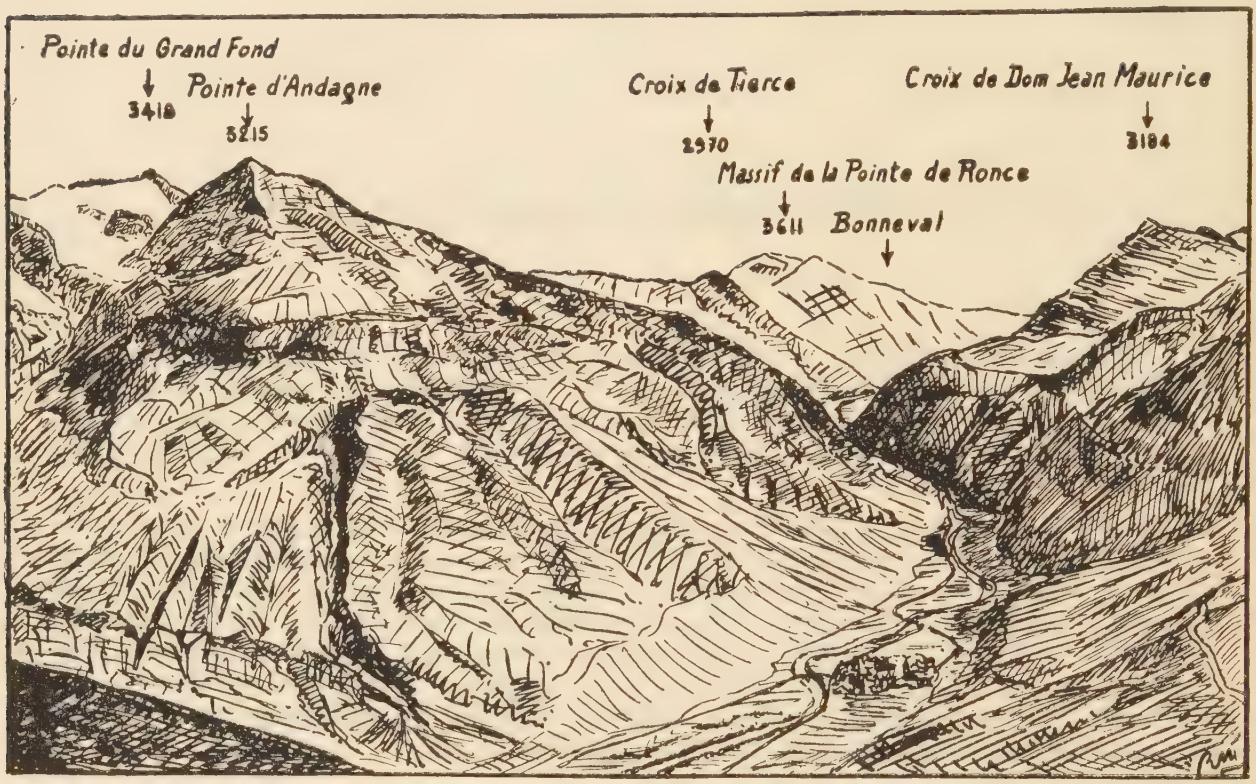


FIG. 6 — LA VALLÉE DE L'ARC EN AVAL DE BONNEVAL

A gauche, le massif de la Pointe d'Andagne avec, à sa base, les gneiss du Grand Paradis plongeant sous les calcschistes fortement ravinés (on note en particulier le précipitueux Couloir de la Fontaine, jalonné par une écaille de cargneules triasiques). Les gneiss du Grand Paradis (gneiss minuti à faciès de Bonneval) se retrouvent sur la rive droite de l'Arc où s'étagent les lacets de la route de l'Iseran, dont on aperçoit un tronçon à l'extrême droite. Dans la partie moyenne de la Pointe d'Andagne, affleurements de la serpentine de Bonneval qui se poursuit vers l'aval où elle détermine un net resserrement de la vallée; au-dessus de ce défilé, sur la rive droite, empilements de calcschistes de la Croix de Dom Jean Maurice. Au-dessous du sommet de la Pointe d'Andagne formé de prasinites, on note au sein des calcschistes un puissant ressaut déterminé par une lame de gneiss albitiques du Charbonnel. Vers l'aval, élargissement de la vallée; entre le massif d'Andagne et la Croix de Tierce, échancrure de la vallée d'Alvérole; entre la Croix de Tierce et la Pointe de Ronce, on devine la vallée du Ribon.

La majeure partie de ces massifs est constituée par des *calcschistes à séricite,* terme de loin le plus banal de la série des Schistes lustrés. Ce sont ces calcschistes qui sont les véritables schistes « lustrés », car leur surface *s* est soyeuse, plus ou moins gondolée et luisante. Ils sont en général très schisteux, mais ils sont quelquefois plus massifs, jusqu'à former des assises plus marmoréennes ou plus gréseuses. Sur les flancs de la vallée, rafraîchis par l'érosion, ils déterminent de grandes pentes brunâtres alors que, plus haut, les formes topographiques deviennent molles et ondulées en raison de la faible dureté des calcschistes. La schistosité est toujours concordante avec la stratification et

le pendage général est faible, de 30 à 35° vers le Sud Sud-Ouest. Fréquemment des lentilles ou des veinules de quartz d'exsudation, plus rarement de calcite (parfois associée à l'ankérite), en général concordantes avec la schistosité, tachent de blanc le fond sombre des calcschistes. Au total, cette série des calcschistes, où aucun repère stratigraphique ou pétrographique n'est visible, apparaît au premier abord comme très monotone.

Cependant, dans le détail, il existe des variations intéressantes. On peut se rendre compte, par exemple, en gravissant le sentier qui mène du Villaron aux chalets d'Andagne, que cette série renferme des assises assez rares, très schisteuses, peu épaisses et de teinte verdâtre, ne contenant que peu ou pas du tout de calcite: ce sont des *chloritoschistes* normalement intercalés dans les calcschistes auxquels ils passent en toute continuité.

Par ailleurs, on rencontre sporadiquement dans la série précédemment décrite, des lames, parfois très importantes, de *gneiss albitiques*. Rares au Nord de l'Arc, elles prennent un grand développement, en France, dans les vallées de l'Avérole et de la Lombarde (Massif du Charbonnel), en Italie, dans la vallée de la Stura di Viù (Massif de Rocciamelone). En raison de leur dureté plus grande, ces gneiss albitiques forment dans les calcschistes encaissants, aux pentes adoucies, des ressauts verticaux. Les massifs de Schistes lustrés qui possèdent une telle armature atteignent des altitudes anormalement élevées. Le fait est particulièrement net pour le massif du Charbonnel qui, avec ses 3760 mètres, est le point culminant de la Haute-Maurienne. C'est pourquoi je désignerai désormais ces gneiss albitiques sous le nom de « *gneiss du Charbonnel* ». On pourra les étudier, le long de notre coupe, à la Grangette, à la base du versant gauche de la vallée de l'Arc, dans les premières pentes du sentier des chalets d'Andagne. On a là une assise de gneiss albitiques, d'une quinzaine de mètres de puissance, qui peut être interprétée comme la terminaison, effilée vers le Sud Est, de la lame de gneiss, beaucoup plus épaisse, qui affleure sur le versant opposé de la vallée. La lentille de la Grangette est relayée vers le Nord Est par une lame de même nature, mais plus importante, qui forme la base de la Pointe d'Andagne. A la Grangette, on pourra observer, au mur et au toit de la lentille, le passage progressif des gneiss albitiques, compacts et de teinte claire, aux calcschistes gris noir, par diminution graduelle de la teneur en calcite et enrichissement croissant en albite: dans la partie centrale de la lentille, l'effervescence à l'acide chlorhydrique dilué est nulle et les petits phénoblastes d'albite sont visibles à l'œil nu. Les bancs intermédiaires, pauvres à la fois en calcite et en albite, sont surtout riches en séricite: ce sont des *micaschistes à séricite* tout à fait communs. Ces observations, ainsi que l'absence de tout contact anormal entre calcschistes et gneiss albitiques, conduisent à penser que ces derniers sont normalement intercalés dans la série des Schistes lustrés.

En remontant la vallée de l'Arc, on constate à 1,500 km. en amont du Villaron qu'elle se rétrécit brusquement et qu'elle est bordée sur ses deux rives par les abrupts sauvages d'une roche à patine noirâtre: on entre dans le grand amas lenticulaire de *serpentine* de Bonneval, dont l'épaisseur est de plusieurs centaines de mètres et qui se poursuit sur plusieurs kilomètres de longueur, formant l'Ouille Mouta, la base de l'Ouille du Midi, le Pic Regaud et, en territoire italien, une partie du massif de la Ciamarella. On a là un excellent exemple de ces énormes amas de « roches vertes », fréquents à la base de la série des Schistes lustrés à la périphérie de la coupole du Grand Paradis. On sait que ces roches proviennent du métamorphisme de roches intrusives ultrabasiques (péridotites, pyroxénites, etc...) ou basiques (gabbros, etc...). En général, ces serpentines sont très homogènes, de grain fin et de couleur vert clair grisâtre à vert sombre noirâtre

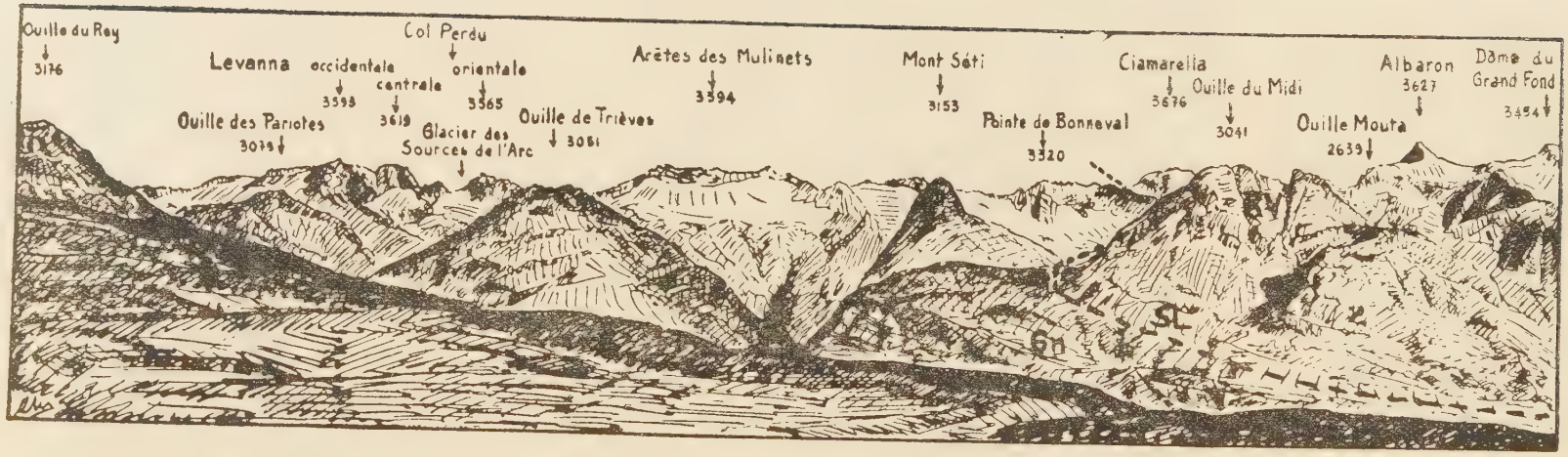


FIG. 7 — LA VALLÉE DE L'ARC EN AMONT DE BONNEVAL VUE DU PLATEAU DES LOSES

Au premier plan: gneiss minuti du Plateau des Loses, surmontés à l'extrême gauche par les calcschistes de l'Ouille du Rey. Au-delà de la profonde entaille de la vallée de l'Arc, grand développement des embréchites œillées du Grand Paradis qui forment tous les sommets déchiquetés de la crête frontière depuis les Levanna jusqu'au massif de la Pointe de Bonneval. Vers l'Ouest, à droite sur le panorama, les embréchites, surmontées de gneiss minuti (Gn), plongent sous les calcschistes d'où émergent les vigoureuses falaises de serpentine (RV) de l'Ouille du Midi et de l'Ouille Mouta, suite du massif de serpentine de Bonneval (Voir fig. 6). Les roches vertes sont surmontées plus haut par des calcschistes, prasinites, gneiss du Charbonnel (Ciamarella, Albaron, Grand Fond). La ligne de contact entre les gneiss du massif du Grand Paradis et les Schistes lustrés (SL) décrit une profonde inflexion vers le Sud dans la dépression des Evettes que l'on devine sur le panorama en arrière de l'Ouille du Midi et de l'Albaron.

sur la cassure fraîche. Fréquemment, en particulier sur les bordures des amas de serpentine, on note la présence de surfaces de friction brillantes, dues à des actions locales de laminage, et parfois tapissées de chrysotile en petits filonnets. Les minéraux résiduels ne sont pas rares dans le massif de serpentine de Bonneval. E. Raguin [1930 a] a signalé des pyroxènes résiduels aux chalets des Roches, sur la rive droite de l'Arc. L'étude pétrographique montrera plus loin qu'ils sont surtout fréquents sur la rive gauche de l'Arc, en particulier dans la région des lacs d'Andagne, à la base de l'Ouille Mouta, etc... En outre on rencontre assez souvent, dans la serpentine de Bonneval, des traces d'olivine résiduelle.

Le massif de serpentine de Bonneval repose directement, par l'intermédiaire d'une zone assez fortement laminée, sur les gneiss de la coupole du Grand Paradis, sur la rive gauche de l'Arc. Ce n'est que plus en amont, et alors sur les deux rives, qu'apparaissent au-dessous de la serpentine de nouvelles assises de calcschistes.

Ces derniers sont parfois séparés des gneiss du Grand Paradis sous-jacents par un coussinet de Trias de quelques mètres d'épaisseur seulement. Malgré cette puissance très réduite, ce Trias peut former des lames continues de plusieurs kilomètres de longueur, par exemple celle du Plateau des Loses (rive droite de l'Arc), mais le plus souvent il est réduit à l'état de petites lentiles disposées en chapelet, comme c'est le cas sur la rive gauche de l'Arc (lentilles du Couloir de la Fontaine, de Picherse, des Evettes). Le Trias comporte, de bas en haut, lorsqu'il est complet: des *quartzites,* des *cargneules* rarement gypsifères et des *calcaires dolomitiques.* Toutes ces roches sont nettement recristallisées et chargées de phyllites de néoformation.

La seule formation du groupe des Schistes lustrés qui ne soit pas visible sur cette coupe est celle des *prasinites;* elle se développe seulement plus au Sud Est, dans les vallées de la Lombarde, de la Stura di Viù et de la Stura d'Ala. Nous aurons toutefois l'occasion de l'étudier plus loin, dans la vallée de l'Orco.

B. — LA COUPOLE DU GRAND PARADIS

Des lacets de la route de l'Iseran, au-dessus de Bonneval, on a une belle vue d'ensemble de la haute vallée de l'Arc, entaillée vers l'amont dans les gneiss du Grand Paradis, dont les bancs massifs et réguliers s'ennoient de toutes parts, avec un pendage moyen de 30°, sous les Schistes lustrés, sauf vers le Nord Est où ils se relèvent lentement pour former les sommets découpés des Levannas et de l'Arête des Mulinets. Au Nord, sur le versant droit de la vallée, la large voûte des gneiss s'enfonce, par une surface modérément inclinée, sous la lame de Trias du Plateau des Loses, dominé par les calcschistes de la Pointe des Arses, de l'Ouille Noire et de l'Ouille du Rey. Au Sud, sur le versant gauche de la vallée, les empilements de calcschistes et de roches vertes du massif de l'Albaron surmontent la surface aplatie du socle de gneiss tranché par l'Arc en une impressionnante falaise d'où se précipite la cascade du Vallonnet. (Fig. 7).

Ce panorama, qui se renouvelle constamment tout autour du massif du Grand Paradis, est bien fait pour ébranler le géologue qui pénètre pour la première fois dans la région, tout imprégné de la doctrine classique des chevauchements, plis en retour et empilements compliqués des nappes pennines! Le modeste ensellement synclinal, qui

affecte transversalement la vallée de l'Arc un peu en amont de Bonneval, le petit bombement anticlinal qui fait réapparaître les gneiss à la Cristallière, ne suffisent pas à effacer cette impression de superposition tranquille.

Quoi qu'il en soit, on peut déjà mettre en évidence aux environs immédiats de Bonneval les deux groupes de schistes cristallins qui concourent à la constitution de la vaste coupole du Grand Paradis: les *gneiss minuti* d'une part et les *migmatites* d'autre part.

1. — Le groupe des gneiss minuti à Bonneval.

Les auteurs des feuilles Gran Paradiso, Ivrea, etc... de la Carte géologique d'Italie ont désigné depuis longtemps sous le nom de « *gneiss minuti* » (= gneiss fins) des gneiss à texture finement litée, de grain fin ou très fin et à débit en plaques, caractères qui les opposent fondamentalement aux gneiss massifs, à texture œillée ou amygdalaire, qui constituent la plus grande partie des massifs cristallins internes.

Ces gneiss minuti sont particulièrement développés le long de l'Orco dans la région de Sparone que je choisirai comme localité-type pour définir ce groupe. Le faciès dominant qui donne au groupe des *gneiss minuti de Sparone* son unité est celui de gneiss albitiques à grain fin, que seule une étude pétrographique de détail permet de différencier des gneiss albitiques du Charbonnel, associés aux Schistes lustrés. Bien que le groupe des gneiss minuti renferme des roches présentant des variations de détail autour de ce type moyen, il est cependant possible de le diviser en deux ensembles pétrographiquement distincts: le premier, que je désignerai sous le nom de « *gneiss de Pessinetto* », du nom d'une localité située dans la vallée de la Stura di Lanzo où ces gneiss ont été décrits depuis longtemps par les géologues italiens, est caractérisé par la présence de biotite plus ou moins chloritisée; le second, qui est celui des « *gneiss de Pont-Canavese* », en est totalement dépourvu.

A Bonneval, les gneiss minuti appartiennent au niveau des gneiss de Pessinetto. Ce sont ici des roches assez massives, à surface *s* soyeuse et verdâtre par suite de l'abondance de la séricite et de la chlorite; les lits intermédiaires sont très feldspathiques. La texture est soit finement litée (falaise du Plateau des Loses), soit légèrement flexueuse (route de l'Iseran entre le chalet du Club Alpin Français et le ruisseau des Roches). Ces gneiss présentent en outre la particularité de renfermer de petits porphyroblastes de microcline dont la longueur ne dépasse qu'exceptionnellement 0,8 cm et qui sont toujours très clairsemés dans la masse. Malgré l'existence de zones, irrégulièrement réparties, où ces porphyroblastes font complètement défaut et qui représentent alors le faciès typique des gneiss minuti de Sparone, on peut observer ici d'une façon générale que la taille et surtout la densité des ces porphyroblastes s'accroissent assez rapidement lorsqu'on descend dans la série: on constatera aisément ces faits dans les coupes verticales du dôme de la Cristallière ou de la falaise du Pateau des Loses. Cette dernière coupe est particulièrement instructive à cet égard, car elle part du thalweg de l'Arc (Pont du C.A.F.) où on a déjà de véritables gneiss œillés, pour aboutir, par une série d'intermédiaires, au sommet de la falaise, sous la lame triasique, à des gneiss minuti typiques, sans microcline et se débitant facilement en plaquettes (d'où d'ailleurs le nom de Loses).

On a donc affaire ici surtout à une zone de transition, de 200 à 300 m de puissance, avec passage progressif des gneiss minuti typiques, visibles seulement à l'extrême périphérie du massif, aux gneiss franchement œillés qui se développent largement au-dessous. J'appellerai désormais « *faciès de Bonneval* » ce faciès transitionnel, à microcline,

des gneiss minuti, faciès qui se retrouve fréquemment, mais inégalement développé, autour du massif du Grand Paradis. Je n'ai pas estimé possible cependant de cartographier cette zone essentiellement sujette à de nombreuses variations et récurrences. La limite entre les gneiss œillés et les gneiss minuti, deux formations qui, on le voit, sont très graduellement reliées, est déjà difficile à fixer: d'une manière générale, j'ai adopté comme limite celle du faciès nettement œillé, à gros porphyroblastes de microcline, qui caractérise les migmatites du Grand Paradis.

2. — Le groupe des migmatites du Grand Paradis dans la moitié occidentale du massif.

La majeure partie de la coupole du Grand Paradis est en effet constituée par une puissante série de gneiss œillés, appelés depuis longtemps « gneiss du Grand Paradis ». Ces gneiss couvrent, à l'intérieur du massif, de vastes espaces de façon très uniforme et parfois même monotone. Leur épaisseur est de l'ordre de 2000 mètres.

Le terme le plus banal de cette série est une roche comportant une trame schisteuse, finement recristallisée, gris-verdâtre, riche en phyllites (séricite, biotite plus ou moins chloritisée, chlorite), qui englobe, avec de petites amygdales de quartz, de gros porphyroblastes de microcline dépassant fréquemment 4 ou 5 centimètres de longueur, souvent presque jointifs et régulièrement orientés suivant la schistosité cristallophyllienne. Une telle texture est éminemment caractéristique des *embréchites œillées*.

Assez souvent, surtout dans les parties périphériques du massif, on trouve, interstratifiés dans ces embréchites œillées, des bancs plus ou moins puissants, où les porphyroblastes de microcline sont beaucoup plus allongés, jusqu'à constituer des lits feldspathiques minces: c'est la texture caractéristique des *embréchites rubannées*.

Dès l'observation sur le terrain, on peut se rendre compte que toutes ces embréchites ne sont pas tout à fait normales par rapport aux embréchites classiques décrites par J. Jung et M. Roques dans le Massif Central. C'est ainsi que les porphyroblastes de microcline et les amygdales de quartz sont toujours très nettement étirés: ils acquièrent de ce fait une forme de fuseau aux extrémités effilées. De plus, ils sont fracturés perpendiculairement à la schistosité de façon beaucoup plus constante que dans les embréchites normales. Tout cela indique que ces roches ont été soumises, postérieurement à la migmatisation, à une tension orientée et qu'elles ont une histoire plus complexe que celle des embréchites normales. La présence de chlorite, de séricite et d'épidote, qu'on y rencontre de façon banale, alors que ces minéraux sont inhabituels dans les migmatites classiques, vient confirmer cette manière de voir. L'étude microscopique permettra de préciser plus loin l'importance et la signification de ces phénomènes.

En suivant, vers l'amont, le cours de l'Arc à partir du pont du C.A.F., puis celui du ruisseau de Léchans, on voit se développer magnifiquement cette formation embréchitique. Chemin faisant, on peut observer en plusieurs endroits (sentier de l'Ecot à Lécharenne à la cote 2050, versant sud ouest de l'Ouille des Pariotes à la cote 2775, aux Losières sur le versant gauche du ruisseau de Léchans à la cote 2520) des lames plus ou moins puissantes de gneiss minuti à faciès typique, interstratifiées en septa dans les embréchites. Par ailleurs, ces gneiss minuti à débit en plaques (d'où le nom symptomatique de « Losières ») prennent un grand développement, au-dessus des embréchites, sur les deux versants français et italien du Col du Carro, à partir de la cote 2980. La crête frontière, à l'Ouest du col, est entièrement constituée de ces gneiss minuti qui plongent avec un pendage de 30° Ouest sous les calcschistes de la Cime du Carro et de la Grande

Aiguille Rousse. Plus à l'Est, au contraire, toute la crête frontière (Uja, Aiguille Percée, Levanna, etc...) est formée d'embréchites rubannées puis œillées, affectées du même pendage.

FIG. 8 — LA HAUTE VALLÉE DE L'ORCO VUE DU COL DE BOCCHETTA FIORA

Au premier plan, roches moutonnées dans les embréchites œillées du Grand Paradis et petits lacs glaciaires (« Laghetti di Ceresole », alt. 2166). Vers l'extrême gauche, versant nord du Col de la Crocetta, séparant la vallée de l'Orco de la vallée de la Stura di Vallegrande. Au centre, massif des Levanna dont les pentes sont très accentuées vers l'auge de Ceresole occupée par le lac réservoir (Alt. 1582). Toutes les montagnes visibles sur ce panorama sont formées par les embréchites œillées du Grand Paradis à l'exception du massif de la Punta Basei (à droite et à l'horizon) constitué par des calcschistes et des prasinites (Série des Schistes lustrés).

Au delà du Col du Carro (Fig. 8), le long du ruisseau du Carro, puis dans la vallée de l'Orco, les embréchites œillées règnent en maîtresses jusqu'à l'aval de Ceresole-Reale. Une carrière récemment ouverte pour la fourniture des parements des barrages de la haute vallée de l'Orco, montre sur la rive droite de cette rivière, immédiatement à l'amont du lac de Ceresole, de magnifiques échantillons d'embréchites œillées. Tout au long de cette coupe, au fur et à mesure qu'on descend dans la série, on peut noter deux faits très différents mais également importants. En premier lieu, c'est l'abaissement progressif du pendage des strates des embréchites, qui deviennent, dans la région de Ceresole, très proches de l'horizontale: on s'approche en effet de la région centrale de la coupole anticlinale du Grand Paradis (Fig. 9), après en avoir traversé toute la retombée occidentale. En second lieu, on constate que la chloritisation de la biotite s'estompe progressivement du haut en bas de la série.

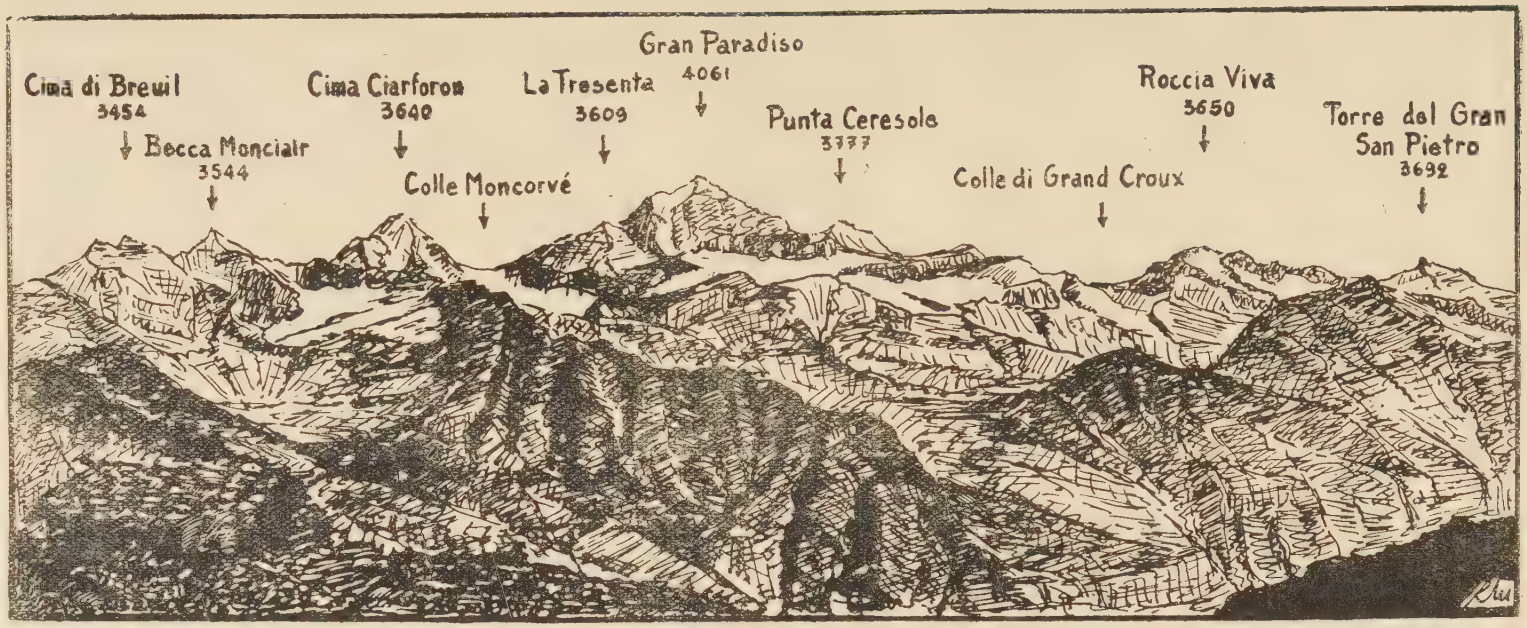


FIG. 9 — VERSANT SUD DE LA PARTIE CENTRALE DU MASSIF DU GRAND PARADIS, VU DU VERSANT NORD DU MONTE BELLAGARDA

Au premier plan, la profonde entaille de la vallée de l'Orco. Le granite d'anatexie fondamental des Scalari de Ceresole se trouve au fond de la vallée de l'Orco à l'aplomb de la cabane de bergers située à l'extrême gauche du dessin. Toutes les montagnes visibles sur le panorama appartiennent au groupe des Migmatites du Grand Paradis. On distingue la vallée du Roc qui prend origine à la base du massif Breuil - Monciair et qui est séparée par la crête de Ciamousseretto de la vallée de Ciamousseretto, dont l'origine se situe au-dessous du Col de Moncorvé. Le village de Noasca se situe dans le thalweg de l'Orco, tout à fait à l'extrême droite du panorama.

3. — **Le granite d'anatexie fondamental des Scalari au centre du massif du Grand Paradis.**

A 1,600 km à l'aval du barrage de Ceresole-Reale, la schistosité cristallophyllienne des embréchites s'efface rapidement, en même temps que les porphyroblastes de microcline disparaissent complètement. Ces modifications, tout en restant progressives, s'opèrent sur une distance relativement très courte qui n'excède pas 250 à 300 m. On pénètre alors dans un granite à gros grain, assez homogène, à texture très légèrement alignée et, par places, vaguement nébulitique. L'affleurement de ce granite, en suivant le lit de l'Orco, atteint près de trois kilomètres de longueur. Vers le haut, le granite, qui domine de 300 à 500 m, suivant les points, le thalweg de la rivière, passe rapidement aux embréchites œillées. Il en est de même vers l'aval, un peu en amont du confluent du ruisseau du Roc avec l'Orco. L'alignement du granite est toujours concordant avec la schistosité cristallophyllienne, à peu près horizontale ici, des embréchites: son gisement affecte donc la forme d'une assez vaste coupole dont la base, malgré l'entaille profonde faite par la rivière dans le sauvage verrou glaciaire des Scalari, est invisible. Ainsi ce granite des Scalari passe progressivement, par acquisition de la schistosité cristallophyllienne et individualisation du microcline en porphyroblastes, aux embréchites œillées qui le surmontent et dont il possède la composition minéralogique. Tous ces caractères structuraux et minéralogiques, ainsi que le mode de gisement de ce granite au cœur même de la coupole anticlinale du Grand Paradis, permettent de l'interpréter comme un *granite d'anatexie fondamental.*

4. — **Le groupe des migmatites du Grand Paradis dans la moitié orientale du massif.**

Peu au-dessus du granite d'anatexie des Scalari, s'intercale dans les embréchites œillées un très puissant septum de gneiss minuti du type Pessinetto, qui affleure très largement dans les vallons du Roc et de Ciamousseretto, formant la base du massif du massif du Becco de l'Alpetta (Fig. 9). Au sein de ces gneiss minuti, s'allonge sur près de 2,500 km une bande d'amphibolites, épaisse d'une centaine de mètres environ, qui forme la falaise dominant les villages de Maison et Mola.

En reprenant le cours de l'Orco, au delà du granite d'anatexie des Scalari, on retrouve jusqu'à Fornello les embréchites œillées qui forment la retombée orientale de la coupole anticlinale du Grand Paradis. En effet, le pendage de ces embréchites, à peu près horizontal au-dessus des Scalari, augmente progressivement pour atteindre 35° Sud Est dans la région de Fornello. C'est là le fait principal à observer dans cette partie de la coupe.

On peut noter en outre l'existence de deux septa assez importants de gneiss minuti à faciès de Bonneval, intercalés dans les embréchites œillées, le premier à 0,700 km à l'amont de Grusiner, le second à 1 km à l'amont de Fornolosa. De plus, à Rosone, dans les énormes éboulis en provenance de la vallée suspendue du Piantonetto, on peut voir des blocs d'un granite présentant en gros les mêmes caractères que celui des Scalari mais qui en diffère par l'existence de porphyroblastes de feldspath, non alignés et hypidiomorphes. Pour étudier ce granite dans son gisement, il faut atteindre la partie supérieure du vallon de Piantonetto où il affleure dans le verrou glaciaire de la Scala di Teleccio, sous la forme d'une puissante lentille stratoïde intercalée en concordance dans les embréchites œillées. Ces caractères permettent de le définir comme un *granite d'anatexie locale.*

Quelques centaines de mètres avant Fornello, les embréchites œillées passent à des embréchites rubannées. Au delà, à Fornello même, on arrive aux gneiss minuti de l'auréole périphérique du Grand Paradis.

5. — Le groupe des gneiss minuti entre Fornello et Locana.

Entre ces deux localités, on traverse sur plus de 2 km des gneiss minuti typiques appartenant au niveau de Pessinetto. La zone transitionnelle à microcline (faciès de Bonneval) est ici extrêmement réduite.

Par contre dans la partie inférieure de ces gneiss minuti existent des assises épaisses de quelques mètres qui présentent un faciès très spécial. Macroscopiquemnt, ces roches sont très difficiles à distinguer des embréchites qui les précèdent. Elles contiennent en effet des zones lenticulaires leucocrates, épaisses de 4 à 5 mm, plus ou moins allongées entre les lits phylliteux et simulant les amygdales ou les yeux des embréchites à microcline. Seul, le microscope permet de constater que ces zones sont en réalité constituées par l'association de nombreux globules d'albite et de quelques granules de quartz. Cette observation permet de rattacher ces roches, que je désignerai sous le nom d'*embréchites albitiques de Fornello,* non pas aux embréchites œillées sous-jacentes, mais aux gneiss minuti auxquels elles passent d'ailleurs très rapidement et où l'albite, tout aussi abondante, se trouve en petits globules isolés au lieu d'être groupés en pseudo-porphyroblastes.

Toutes ces couches ont un pendage de 30 à 35° Sud Est, analogue à celui des embréchites qu'elles surmontent.

C. — LA SERIE DES SCHISTES LUSTRES DANS LA VALLEE DE L'ORCO.

Entre Locana et Bardonetto, sur près de 2,500 km on retrouve, après les gneiss minuti de la région de Fornello, la série des Schistes lustrés. En réalité, la longueur de l'affleurement (« bande des Schistes lustrés de Locana ») n'excède pas 2,100 km, car on y trouve, intercalée, une puissante bande de gneiss minuti.

La coupe se présente de la façon suivante, le long de la rive gauche de l'Orco (Fig. 28, II). A l'entrée aval de Locana, un important massif de *serpentine,* présentant une patine rougeâtre, surmonte les gneiss minuti de l'auréole périphérique du Grand-Paradis. Les immenses éboulis de serpentine sont exploités ici pour l'empierrement; plus haut, au-dessus du village de Locana, une carrière a été autrefois ouverte dans la serpentine pour l'ornementation. A l'aval du massif de serpentine, que l'on suit sur 1,500 km environ, on trouve des gneiss amphiboliques à albite (*prasinites*) sur 0,200 km. On passe ensuite, à Boschietto, à des gneiss minuti du type Pessinetto sur 0,400 km de longueur. Sur le terrain ces gneiss minuti, qui ont ici leur faciès banal, peuvent être confondus facilement avec les gneiss albitiques du Charbonnel, associés aux Schistes lustrés. Mais l'examen microscopique y révèle la présence de biotite plus ou moins chloritisée; nous verrons qu'il s'agit là, entre autres caractères, d'un critère absolu de différenciation entre ces deux formations. Au delà des gneiss minuti, qui ne diffèrent en rien de ceux de la région de Fornello, on retombe sur une bande de *calcschistes* appartenant au groupe des Schistes lustrés; cette bande, plus tendre que les autres formations et que l'on traverse sur une centaine de mètres, est recouverte d'une épaisse couche d'altération superficielle favorable à la végétation; les calcschistes affleurent cependant de part et d'autre de la route immédiatement à l'aval de la chapelle située près de Bardonetto.

Au Nord et au Sud de la vallée de l'Orco, la bande des Schistes lustrés de Locana s'élargit et se rétrécit alternativement en direction générale Sud Ouest - Nord Est. On la retrouve, du Sud au Nord, dans les vallées des Stura, de Ribordone, de la Soana et de l'Ayasse. Dans toutes ces vallées, les rapports de la série des Schistes lustrés avec les

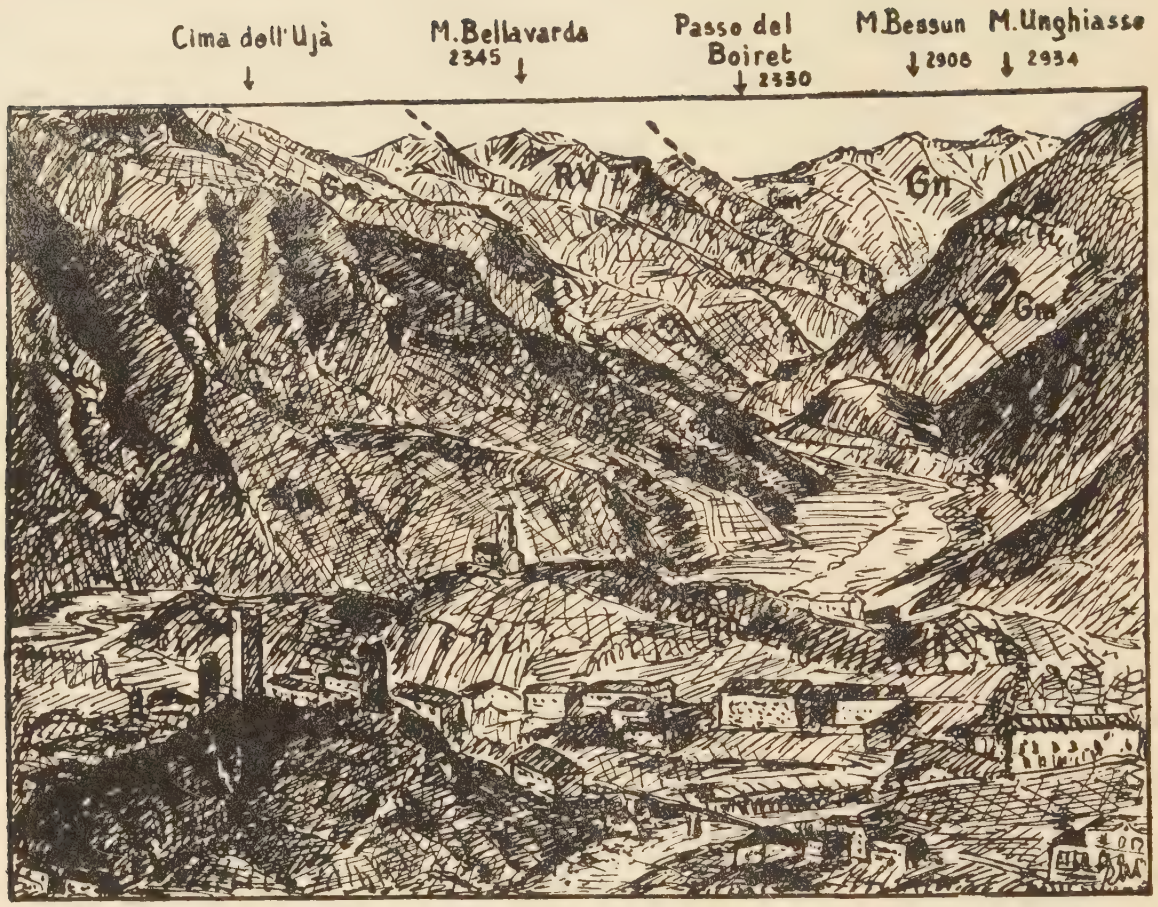


FIG. 10 — LA VALLÉE DE L'ORCO EN AMONT DE PONT-CANAVESE, VUE DE LA ROUTE DE FRASSINETTO.

Au premier plan la ville de Pont-Canavese bâtie entre la Soana (à droite) et l'Orco (à gauche) : paysage de verrous glaciaires burinés soit dans les gneiss minuti de Sparone (verrous du second plan), soit dans les calcschistes et cipolins (verrou du premier plan sur lequel s'élèvent deux tours ruinées). En amont de Pont-Canavese, l'Orco a entaillé sa vallée dans les gneiss minuti de Sparone (Gm) qui constituent sur la rive droite (à gauche sur le dessin) le massif de la Cima dell'Ujà dont on aperçoit la base du versant nord. On distingue après le coude que décrit l'Orco vers la gauche la bosse du verrou glaciaire derrière lequel se cache le village de Sparone au confluent de l'Orco et du Ribordone dont on devine, vers la droite, la vallée. Plus en amont, se situe sur la rive droite la barre de serpentine (RV) qui appartient à la bande des Schistes lustrés de Locana et qui culmine au Monte Bellagarda. Au delà, après la dépression du Passo del Boiret, creusée dans le gneiss minuti (Gm) de l'auréole périphérique du massif du Grand Paradis, on aperçoit les premières hauteurs (M. Bessun, M. Unghiasse) formées par les embréchites œillées du Grand Paradis (Gn).

gneiss minuti sont beaucoup plus complexes que dans la vallée de l'Orco: de nombreuses lentilles ou écailles de calcschistes, de gneiss albitiques du Charbonnel et de prasinites y sont pincées dans les gneiss minuti du groupe de Sparone. Le régime isoclinal, avec pendage modéré vers le Sud Est, qui affecte la plupart du temps cette zone n'est pas fait pour simplifier l'étude de détail sur laquelle je reviendrai plus loin.

D. — LE MASSIF DE SESIA-LANZO

1. — Le groupe des gneiss minuti de Sparone.

Entre Bardonetto et Pont-Canavese, on traverse sur 10 km environ, le long de la rive gauche de l'Orco, une série fort uniforme que j'ai déjà désignée sous le nom de groupe des gneiss minuti de Sparone, du nom de la petite localité que l'on rencontre vers le cinquième kilomètre (Fig. 10).

L'élément banal de ce groupe est un gneiss à grain fin, se débitant en plaques, à surface *s* riche en phyllites et contenant en plus ou moins grande abondance de l'albite, souvent visible à l'œil nu sous forme de petits phénoblastes dont la longueur est de l'ordre du millimètre. Le pendage varie localement entre 40 et 65° Est Sud Est.

J'ai déjà signalé que l'étude microscopique permet de faire deux subdivisions dans ce groupe. D'une part, entre Bardonetto et Bisdonio, petit hameau situé à 1 km à l'amont de Sparone, affleurent les gneiss minuti dits de Pessinetto, à biotite plus ou moins chloritisée, et en tous points semblables à ceux précédemment rencontrés (vallon du Roc, régions de Fornello et de Boschietto). D'autre part, entre Bisdonio et Pont-Canavese, les gneiss minuti sont complètement dépourvus de biotite: je les ai appelés gneiss de Pont-Canavese. La plupart du temps, seul le microscope permet de faire cette importante distinction, les deux faciès étant difficiles à distinguer sur le terrain: c'est ce qui justifie leur réunion dans le groupe des gneiss minuti de Sparone.

En examinant de façon plus détaillée cette partie de la coupe, on peut se rendre compte qu'il existe dans le groupe de Sparone d'autres faciès que je signale simplement ici, sans entamer la discussion de leur signification:

Leptynites. Deux minces bancs de leptynites à microcline sont visibles, le premier à 1,500 km à l'aval de Bardonetto, le second à une centaine de mètres à l'aval d'Appare. De telles roches sont exceptionnelles dans la région.

Amphibolites. Des lentilles d'amphibolites s'intercalent dans le groupe de Sparone. Aucune n'est visible le long de l'Orco, alors qu'elles sont relativement fréquentes dans la vallée de la Soana et surtout au Nord de la Stura di Lanzo où elles forment de véritables petits massifs.

Cipolins. Des lentilles de cipolin s'interstratifient dans les gneiss du groupe de Sparone. La roche est rarement visible car ces lentilles ont été la plupart du temps complètement vidées par les fabricants de chaux. On pourra cependant étudier une de ces lentilles sur la rive droite de l'Orco, immédiatement au débouché du pont qui franchit cette rivière dans la ville de Pont-Canavese. On constatera en particulier que le cipolin passe latéralement vers l'aval à des calcschistes à glaucophane qui forment, dans la ville même, le verrou glaciaire sur lequel se dressent l'église et les tours du vieux château. De telles roches annoncent les faciès tout proches du groupe du Cuorgnè.

Enfin, les gneiss minuti du groupe de Sparone renferment des lentilles de *calcschistes* que l'étude pétrographique permet d'attribuer sans doute possible au groupe des Schistes lustrés. Le long de l'Orco, on recoupe une de ces lames, de faibles dimensions, à Bosco, à 1,500 km à l'aval de Bardonetto, quelques mètres en amont du banc de leptynites signalé ci-dessus. De telles écailles de calcschistes, pincées dans les gneiss minuti, sont d'ailleurs assez fréquentes à l'Est de la grande bande des Schistes lustrés de Locana, soit au Sud de l'Orco (écaille du Monte Croass, etc...), soit au Nord (écailles de la Punta del Roc, de la vallée de l'Ayasse, etc...).

2. — Le groupe des micaschistes à glaucophane de Cuorgnè.

A partir de Pont-Canavese et jusqu'à Cuorgnè, la partie orientale du massif de Sesia-Lanzo est essentiellement caractérisée par sa richesse en glaucophane.

Le terme le plus courant de ce groupe est représenté par des *micaschistes* à larges paillettes de séricite, et contenant de la glaucophane soit en aiguilles ou en baguettes isolées, soit en lits compacts de plusieurs millimètres d'épaisseur. On en trouve de bons échantillons à Roncasso, dans les escarpements dominant la route de Pont-Canavese à Cuorgnè. Sporadiquement, les lits de glaucophane, bien que toujours interstratifiés dans les lits phylliteux, peuvent prendre un développement plus important et atteindre une épaisseur de l'ordre du décimètre: considérée à l'état d'échantillon isolé, une telle roche est une *glaucophanite*. Fréquemment s'y associent des lits riches en épidote ou en grenat. Un autre caractère marquant de ce groupe est le fait que l'albite, si abondamment développée dans les gneiss minuti du groupe de Sparone, devient ici absolument exceptionnelle. Enfin, on trouve, intercalés dans les micaschistes à glaucophane de Cuorgnè, des lentilles de *cipolin*; il n'en existe pas le long de l'Orco, mais seulement au Nord de la région (vallées de la Chiusella et de la Doire Baltée).

Dans ces deux mêmes vallées, on retrouve, à l'Est du groupe de Cuorgnè, les gneiss minuti de Pont-Canavese. Le long de l'Orco, à l'aval de Cuorgnè, les micaschistes à glaucophane sont tectoniquement tronqués par la ligne de contact anormal, jalonnée de mylonites, qui les juxtapose au granite à cordiérite de la zone du Canavese: on est là en dehors des limites de la région étudiée.

II

CONCLUSIONS A L'ÉTUDE DE LA COUPE DE L'ARC ET DE L'ORCO : LES PROBLÈMES GÉOLOGIQUES

Le fait le plus évident qui s'impose, à la suite de la longue coupe de l'Arc et de l'Orco, est la structure en vaste bombement anticlinal qui affecte le complexe cristallophyllien des Alpes Graies.

Cette disposition a l'avantage de faire affleurer dans la région centrale, fortement érodée par l'Orco, les formations les plus profondes du massif du Grand Paradis (granite d'anatexie des Scalari).

De là, vers l'Est et vers l'Ouest, la coupe se présente en gros de façon symétrique et elle permet de mettre en évidence la succession suivante de bas en haut:

1) granite d'anatexie fondamental des Scalari	Massif du Grand Paradis
2) embréchites œillées du Grand Paradis	
3) gneiss minuti du groupe de Sparone	Massif de Sesia-Lanzo
4) micaschistes à glaucophane du groupe de Cuorgnè (visibles seulement à l'Est)	
5) Schistes lustrés	Série des Schistes lustrés

Dès l'étude sur le terrain, il apparaît que ce complexe est composé de deux séries cristallophylliennes distinctes. Le mode de gisement des Schistes lustrés, tel que je l'ai décrit dans la haute vallée de l'Arc et surtout dans la région de Locana, permet en effet de distinguer: une *série cristallophyllienne supérieure,* celles des Schistes lustrés, dont l'âge récent, mésozoïque, est bien connu depuis les belles découvertes paléontologiques de S. Franchi, et une *série cristallophyllienne inférieure,* celle des massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo.

Cette distinction, ainsi que je l'ai signalé dans l'introduction, est faite depuis fort longtemps. Mais il convient de noter qu'on ne s'est point basé, pour la faire, sur des arguments bien solides. Le plus souvent on a invoqué l'*hiatus de métamorphisme* qui séparerait ces deux séries, en considérant que les Schistes lustrés sont d'une « cristallinité » plus faible que les gneiss de la série inférieure. Un tel argument est complètement dépourvu de valeur au point de vue pétrographique: les Schistes lustrés ne sont ni plus ni moins cristallins que les gneiss qu'ils surmontent. On a avancé aussi, depuis M. Bertrand et P. Termier, un autre argument, d'ordre plus ou moins stratigraphique: les formations permo-houillères de la zone briançonnaise passeraient progressivement vers l'Est, par accroissement de l'intensité du métamorphisme alpin, aux micaschistes et aux gneiss de la Vanoise, du Valgrisanche, etc... et enfin aux gneiss œillés du Grand Paradis; cet ensemble constituait la « série cristallophyllienne permo-houillère » de P. Termier, nettement différente par l'âge de son matériel, de la série mésozoïque des

Schistes lustrés. En réalité ce fameux passage latéral n'a jamais été démontré de façon rigoureuse sur la bordure occidentale du Grand Paradis: il reste du domaine de l'hypothèse, ainsi que le concédait P. Termier lui-même [1895, p. 152].

Ces différents arguments étaient si peu fondés qu'ils n'ont pu empêcher la naissance d'une conception radicalement opposée, soutenue principalement par M. Reinhard [1935], H.-P. Cornelius [1936] et reprise récemment par R. Perrin et M. Roubault [1947], suivant laquelle les gneiss des massifs cristallins internes seraient d'âge alpin récent.

Or les observations que l'on peut faire le long de la coupe de l'Orco (chloritisation de la biotite, apparition de la séricite et de l'épidote dans les embréchites du Grand Paradis et dans les gneiss minuti du massif de Sesia-Lanzo, caractères hétérodoxes des embréchites œillées, etc...) apportent un argument sûr, prouvant à lui seul l'antériorité de la série cristallophyllienne inférieure; c'est le caractère polymétamorphique et rétromorphique de cette dernière. Une grande partie de l'étude pétrographique qui va suivre sera consacrée au développement de cette importante question.

Dès lors se pose le problème des relations stratigraphiques et tectoniques qui peuvent exister entre ces deux séries cristallophylliennes. L'âge supposé permo-houiller des gneiss du Grand Paradis, les prétendus « passages stratigraphiques » que l'on a cru pouvoir mettre en évidence entre ces gneiss ou ceux, homologues, des autres massifs cristallins internes et le Trias sus-jacent (S. Franchi [1898], E. Argand [1934]) avaient conduit à l'idée d'une « série compréhensive » de type géosynclinal allant de l'Antéhouiller au Tertiaire. Seuls, H.P. Cornelius [1921, 1925], H. Jenny [1934] et surtout G.B. Dal Piaz [1928 c, 1931, 1938, 1939] combattirent cette idée et démontrèrent l'existence de la discordance hercynienne dans la zone pennique. Ainsi que je l'ai déjà dit, cette nouvelle conception ne connut pas une grande faveur en Suisse et en France, où les idées d'Argand et Termier étaient admises généralement sans discussion. Il faut arriver à une époque toute récente pour voir les géologues français les abandonner, par exemple M. Gignoux [1951]. J'ai déjà exposé dans des notes préliminaires (R. Michel [1951 a, b]) des arguments pétrographiques en faveur de la seconde manière de voir: ils seront développés plus loin et me conduiront à modifier considérablement la conception *classique* que l'on avait, et que l'on a encore, de la paléogéographie et de la tectonique de ce secteur de la zone pennique.

Un autre problème important, posé par la coupe de l'Arc et de l'Orco, concerne les rapports existant entre les embréchites œillées du Grand Paradis et les gneiss minuti qui les surmontent. En France, on ne s'est pas encore préoccupé de cette question: les gneiss minuti de Bonneval n'ont même pas été cartographiés sur les feuilles Lanslebourg et Tignes de la carte géologique au 1/50000 (E. Raguin et F. Hermann [1930 et 1931]). De fait le problème ne peut être résolu qu'en Italie où les gneiss minuti sont plus largement développés. Je rappellerai à ce sujet qu'on admet couramment et depuis fort longtemps (voir le résumé de cette question dans: E. Argand [1934]) que les massifs cristallins internes sont composés d'un noyau d'*orthogneiss* (gneiss œillés) dérivant par métamorphisme de masses granitiques ayant fait intrusion au cours du cycle hercynien dans une série de *paragneiss* (gneiss minuti). Cette vue est un peu trop simpliste. La coupe de l'Orco montre d'une part que le granite des Scalari est un granite d'anatexie fondamental passant progressivement aux gneiss œillés qui sont des embréchites et non des orthogneiss, d'autre part que ces embréchites passent elles-mêmes graduellement aux gneiss minuti dont elles renferment d'ailleurs des septa nombreux et importants. On en arrive facilement, ne serait-ce que par comparaison avec les séries cristallophylliennes classiques du Massif Central, à concevoir qu'il s'agit là simplement d'un phénomène lié au métamorphisme

général d'une série principalement argileuse ou schisteuse, transformée à la base en migmatites et au sommet en ectinites (gneiss minuti). Le problème est de savoir si cette migmatisation est antéalpine ou, au contraire, d'âge alpin comme l'ont soutenu M. Reinhard [1935] pour les gneiss du Tessin et P. Bearth [1945] pour les gneiss œillés du Mont-Rose (2). L'étude zonéographique du socle me permettra de résoudre ce problème, rendu cependant délicat par l'existence du polymétamorphisme et de l'albitisation.

Cette étude permet aussi de démontrer (R. Michel [1951 c]) l'unité de la série cristallophyllienne ancienne, jusqu'à présent divisée, d'après la généralisation des géométrisations des tectoniciens, en deux noyaux de nappes indépendantes, Grand Paradis (nappe V) d'une part et Sesia-Lanzo (nappe VI) d'autre part.

Enfin j'aborderai, par là même, l'étude complexe de la répartition ancienne des zones d'isométamorphisme dans le vieux socle, question qui n'a fait encore l'objet d'aucun travail dans les Alpes.

Quant à la série cristallophyllienne proprement alpine ou série des Schistes lustrés, elle pose en elle-même un certain nombre de problèmes. Tout d'abord, la pétrographie et la zonéographie de cette série n'ont pas encore été étudiées dans cette région. Par ailleurs cette série renferme des lames importantes de gneiss albitiques: on les a interprétées, en dernier lieu, comme des copeaux arrachés tectoniquement au socle ancien et on a cru démontrer ainsi l'identité de la « nappe des Schistes lustrés » de P. Termier et de la couverture mésozoïque de la « nappe de la Dent-Blanche » de Lugeon et Argand (F. Hermann [1928, 1930, 1938]; G.B. Dal Piaz [1929]; E. Raguin [1930 a, b, c, 1931]; E. Raguin et F. Hermann [1930, 1931]). En réalité la coupe de l'Arc montre qu'il y a passage continu des calcschistes aux gneiss albitiques du Charbonnel. L'étude approfondie de ce problème dont les conséquences tectoniques sont importantes (R. Michel [1949]), me conduira à celle du problème de l'albitisation et de la métasomatose alcaline dans le complexe cristallophyllien des Alpes Graies. Enfin, on peut se demander si ces phénomènes n'ont pas joué un rôle important dans la genèse des prasinites, schistes cristallins considérés jusqu'à présent comme dérivant par métamorphisme de roches éruptives basiques ayant contenu originellement les éléments constituants de l'albite.

Tels sont, brièvement résumés, les problèmes d'ordre pétrographique, zonéographique, stratigraphique, paléogéographique et tectonique, que pose cette belle coupe de l'Arc et de l'Orco. En les exposant ici, dans leur diversité et leur complexité, j'ai pensé montrer que l'étude que j'avais entreprise était justifiée.

---

(2) Cet auteur a, plus récemment [1949, 1952], abandonné cette interprétation.

DEUXIEME PARTIE

LA SÉRIE CRISTALLOPHYLLIENNE ALPINE DES SCHISTES LUSTRÉS

Deuxième Partie

LA SÉRIE CRISTALLOPHYLLIENNE ALPINE DES SCHISTES LUSTRES

Sommaire

A — Introduction.

B — Extension des divers faciès de la série.

1 — Principaux faciès constituants de la série.

2 — Répartition et rapports mutuels des faciès pétrographiques de la série.

C — Pétrographie.

1 — Roches triasiques.

2 — Le complexe des Schistes lustrés.

a) Nature du mica blanc des Schistes lustrés.

b) Le faciès dominant: calcschistes à phengite.

c) Les faciès accessoires.

d) Les faciès albitiques.

1° Gneiss albitiques du Charbonnel.

2° Prasinites.

3° Conclusion à l'étude des faciès albitiques.

3 — Les Roches vertes.

D — Conclusions.

A. — INTRODUCTION

C'est Ch. Lory [1860] qui a donné le nom de « schistes lustrés » aux micaschistes calcifères du Queyras, de la Haute-Maurienne et du Val d'Aoste. Auparavant, on les appelait « schistes calcaréo-talqueux », expression qui est à rejeter puisque ces micaschistes, ainsi que l'avait pressenti P. Termier [1891], ne contiennent pas de talc (voir p. 62). Par la suite, l'expression de « schistes lustrés » a été couramment employée pour désigner globalement, non seulement les micaschistes calcifères ou calcschistes, qui constituent l'essentiel de la série, mais encore les autres faciès pétrographiques associés.

Quoi qu'il en soit, l'énorme extension de la formation des Schistes lustrés a été reconnue de bonne heure dans les Alpes. Il est vrai que l'individualité des Schistes lustrés est très nette par rapport aux autres roches des Alpes occidentales dont ils diffèrent beaucoup par leur aspect et par les reliefs spéciaux qu'ils engendrent. « Point n'est besoin d'être géologue, ont écrit M. Gignoux et L. Moret [1930, p. 102], pour tracer la limite entre pays briançonnais et pays des Schistes lustrés. Aux montagnes abruptes, dentelées, coupées de falaises, font suite des reliefs monotones, aux croupes arrondies, aux pentes adoucies couvertes de pâturages ou de forêts de mélèzes; seuls des pitons de roches vertes rompent çà et là l'uniformité des paysages ».

En réalité, ce contraste n'est frappant que si on aborde le pays des Schistes lustrés en venant de l'Ouest. En l'atteignant de l'Est, au contraire, l'individualité des Schistes lustrés n'apparaît pas du tout. L'intense érosion qui caractérise le versant piémontais des Alpes occidentales, imprime au pays des Schistes lustrés des reliefs vigoureux, fort analogues à ceux des gneiss des massifs cristallins internes; de plus, en certains endroits, les Schistes lustrés sont pincés et en quelque sorte fondus dans ces formations cristallophylliennes anciennes et ils passent alors inaperçus, même aux yeux des géologues les plus avertis.

C'est ce qui explique que pendant de nombreuses années, les géologues italiens, tels V. Novarese [1894 b] et ses coéquipiers aient confondu dans l'Archéen, à la suite de B. Gastaldi [1871, 1874] et de ses élèves, les Schistes lustrés et les gneiss des massifs cristallins internes, alors que Ch. Lory [1860, 1866] et A. Sismonda [1848, 1852] considéraient les premiers comme mésozoïques.

Ainsi que je l'ai signalé ci-dessus (p. 8-9), il a fallu attendre les belles découvertes paléontologiques de S. Franchi [1898, 1899, 1904, 1909] pour que l'âge mésozoïque de la série des Schistes lustrés soit définitivement confirmé et admis.

Au point de vue pétrographique, les études sur la série des Schistes lustrés sont extrêmement rares dans la région qui nous intéresse; tout au plus peut-on signaler les notes de P. Termier [1891], de G.B. Dal Piaz [1928 c] et de E. Raguin [1930 c] qui sont loin d'épuiser le sujet. Quant à l'étude zonéographique de ces formations, elle n'a jamais été abordée.

Avant de m'occuper de ces importantes questions, j'étudierai la répartition des principaux faciès pétrographiques de la série des Schistes lustrés dans la région des massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo.

B. — EXTENSION DES DIVERS FACIES DE LA SERIE DES SCHISTES LUSTRES

Un coup d'œil sur la carte géologique annexée à ce mémoire permet de se rendre compte que la série des Schistes lustrés se superpose partout à la série cristallophyllienne des massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo, qui sera étudiée plus loin. On peut constater que les Schistes lustrés entourent d'une ceinture complète le massif du Grand Paradis. Mais, tandis que vers l'Ouest (Haute-Tarentaise et Haute-Maurienne), vers le Nord (ensellement du Val d'Aoste) et vers le Sud (ensellement du Val de Suse), les Schistes lustrés se développent très largement au delà des limites de notre carte géologique, à l'Est ils ne constituent, entre les vallées de la Stura di Vallegrande et de la Soana, qu'un mince liseré pincé en direction SW - NE dans les gneiss minuti (voir page 33) du massif de Sesia-Lanzo. A l'Est de ce liseré, que j'appellerai désormais « bande de Locana » du nom de la localité où on le rencontre le long de la coupe de l'Orco, quelques écailles mésozoïques (vallées de l'Ayasse et de Ribordone, Cima dell'Ujà, Monte Croass) se trouvent isolées dans ces gneiss minuti, alors que plus au Sud c'est l'énorme massif de roches vertes de Lanzo et ses annexes qui se trouvent inclus dans la vieille série cristallophyllienne.

Telle est la répartition d'ensemble de la série cristallophyllienne des Schistes lustrés dans la région étudiée. Avant d'étudier avec plus de détail l'extension des divers termes de cette série et leurs rapports mutuels, il est indispensable d'énumérer brièvement les principaux faciès pétrographiques qui concourent à sa constitution.

1. — Principaux faciès constituants de la série des Schistes lustrés.

a) Les roches triasiques.

Les faciès caractéristiques de ces roches permettent de les reconnaître facilement et leur âge ne fait pas de doute. Les horizons du Trias constituent normalement la base de la série des Schistes lustrés. Ce Trias présente les mêmes faciès que le Trias briançonnais, mais il en diffère par le métamorphisme général qu'il a subi. On peut y distinguer, de bas en haut, des *quartzites phylliteux,* des *cargneules plus ou moins phylliteuses* et des *marbres dolomitiques phylliteux*. Dans la région étudiée la puissance de ce Trias est très réduite et ne dépasse jamais quelques dizaines de mètres.

b) Le complexe des Schistes lustrés proprement dits.

Le faciès dominant est celui des *calcschistes* gris noir qui sont les véritables « schistes lustrés », à surface *s* gondolée et luisante et à patine roussâtre lorsque la calcite a été dissoute par les agents atmosphériques.

Les faciès accessoires sont nombreux et peuvent se rencontrer à n'importe quel niveau de la série. Certains d'entre eux sont intimement liés, de par leur nature pétrographique, aux calcschistes; ce sont des *calcschistes gréseux*, pauvres en carbonates et riches en quartz, qui dérivent d'anciens grès calcaires, ou des calcschistes très riches en carbonates et qui passent même à des *marbres phylliteux*. D'autres faciès accessoires sont nettement différents des calcschistes par leur richesse en quartz et en minéraux phylliteux: ce sont des *chloritoschistes* ou des *séricitoschistes,* en général complètement dépourvus de carbonates.

Dans cette série principalement micaschisteuse, on rencontre en outre des assises gneissiques plus ou moins puissantes où l'albite devient l'un des éléments dominants. Plus résistants que les calcschistes encaissants, ces gneiss albitiques forment sur les versants des ressauts visibles de loin. J'ai déjà indiqué (Première partie) qu'ils sont particulièrement développés en France dans le massif du Charbonnel, d'où le nom de *gneiss albitiques du Charbonnel* sous lequel je désignerai désormais ce faciès.

c) Prasinites.

Ce sont des roches qui par leur couleur verdâtre, comme l'indique leur nom, et par leur texture plus ou moins schisteuse se distinguent de tous les autres faciès de la série des Schistes lustrés. Kalkowsky a créé ce terme pour désigner des roches dans lesquelles on trouve, parmi les éléments essentiels, outre un plagioclase acide (albite en général), de l'amphibole, de l'épidote et de la chlorite en quantités à peu près égales. Depuis la célèbre note de V. Novarese [1894 a] qui a codifié la nomenclature et la systématique des roches vertes, le terme de prasinite désigne, plutôt qu'une roche, un groupe de roches où les types, très variés, sont essentiellement caractérisés par la présence d'albite d'une part, et de minéraux colorés (amphibole, épidote, chlorite) d'autre part. Lorsque l'albite est prédominante, on a affaire aux prasinites typiques, dites *prasinites amphiboliques, épidotiques, chloriteuses* (=*ovardites*) selon la nature du minéral coloré dominant. Il existe par ailleurs tous les types intermédiaires entre les prasinites ainsi définies et les *amphibolites,* les *épidotites,* les *zoïsitites* où la quantité d'albite est plus ou moins réduite sinon nulle; de même il existe tous les termes de passage entre les prasinites et les roches où le quartz et le mica blanc deviennent des éléments dominants et qui sont des *gneiss prasinitiques,* si l'albite est présente, ou des *micaschistes,* si ce plagioclase n'est que peu ou pas du tout représenté.

Assez peu répandues en France, dans la région étudiée, ces roches prasinitiques jouent un rôle très important en territoire italien.

d) Roches vertes.

J'exposerai plus loin les raisons qui me conduisent à séparer les prasinites des roches vertes proprement dites. Jusqu'à présent en effet, on a réuni sous le vocable de « roches vertes » (au sens large) ou sous e nom d'ophiolites (dans la littérature de langue allemande), d'une part les prasinites, et d'autre part les roches qui dérivent, par métamorphisme, de pyroxénites, péridotites, gabbros, diabases, etc... Parmi ces « orthodérivés », qui sont les véritables roches vertes, au sens restreint que je donne à ce terme, les *serpentines* sont les plus fréquentes dans la région étudiée.

Tels sont les principaux faciès ou groupe de faciès pétrographiques dont l'ensemble constitue la série des Schistes lustrés.

2. — Répartition et rapports mutuels des faciès pétrographiques de la série des Schistes lustrés.

a) Trias.

Les roches triasiques occupent une place minime dans la région étudiée. On a reconnu depuis longtemps que les affleurements de Trias sont effectivement très réduits autour du massif du Grand Paradis.

Sur les bordures nord est, est et sud, c'est-à-dire sur la majeure partie du pourtour du massif, on ne rencontre pas de Trias à la base des Schistes lustrés: les calcschistes ou les prasinites reposent directement sur les gneiss du Grand Paradis ou de Sesia-Lanzo. On pourrait signaler, comme seules exceptions, les deux minces lames de marbres dolomitiques qui bordent à l'Ouest et à l'Est l'extrémité sud du massif de serpentine de Locana, et les petites lentilles de marbre dolomitique qu'on rencontre un peu plus au Nord dans la haute vallée de Ribordone. Ces roches ont été de fait attribuées au Trias par les géologues italiens (Feuille Ivrea de la Carte géologique d'Italie au 1/100.000). L'étude pétrographique conduit à admettre qu'il s'agit de roches carbonatées dérivant des serpentines auxquelles elles sont toujours associées, et non de roches sédimentogènes: leur âge triasique est donc à rejeter (Voir p. 94).

Sur les bordures ouest et nord ouest du massif du Grand Paradis, entre Cogne et le Col de Sea, les affleurements de Trias sont plus abondants quoique assez discontinus.

Les uns, situés à la base de la série des Schistes lustrés le long de la bordure ouest du Grand Paradis, forment de longues bandes dont l'épaisseur ne dépasse que rarement quelques dizaines de mètres. L'une d'elles s'étale, dans la vallée de l'Orco supérieur entre le Mont Tout Blanc et le lac Agnel, sur 9 kilomètres de longueur; une autre longe sur 8 kilomètres le versant droit de la vallée de l'Arc entre l'Aiguille de Gontière et Bonneval. Cette dernière bande triasique est localement redoublée par le synclinal, jalonné de calcschistes, du plateau des Loses, près de Bonneval (Fig. 29 et 30).

D'autres affleurements de Trias, occupant une position similaire aux précédents à la base des Schistes lustrés, constituent de petites lentilles isolées de quelques dizaines à quelques centaines de mètres de longueur et, dans certains cas, de quelques mètres de puissance seulement. Elles sont assez fréquentes sur le bord sud ouest du massif du Grand Paradis où, entre Bonneval et le Col de Sea, on rencontre successivement les lentilles du Couloir de la Fontaine, de Picherse, du col des Evettes et du col de Sea.

Quelques affleurements de roches triasiques sont sans relation apparente avec la masse des Schistes lustrés: ils sont en effet imbriqués dans les « gneiss minuti » de l'auréole périphérique du massif du Grand Paradis où ils jalonnent de petits replis synclinaux situés en bordure même du massif. Telles sont les écailles triasiques de la basse vallée de Valnontey, du col du Nivolet et, en France, celle plus réduite du ruisseau du Montet signalée par E. Raguin [1930 c].

Enfin, un certain nombre de lames de roches triasiques sont incluses dans la série des calcschistes, à des niveaux variables de la région basale. Elles sont relativement fréquentes au Nord du massif du Grand Paradis, en particulier au Nord Est de Cogne et dans le massif de la Grivola. On retrouve les mêmes phénomènes en France dans les environs de Bonneval: Pointe d'Andagne, Pointe des Leissières, écaille de l'Iseran. Cette dernière bande de Trias qui s'étend sur près de 12 kilomètres de longueur entre le col de Bassagne, à la frontière franco-italienne, jusqu'au glacier des Roches sur le versant droit de la vallée de l'Arc, est particulièrement remarquable par sa continuité; E. Raguin [1929 a, b; 1930 c] l'a interprétée comme l'homologue en Haute-Maurienne du « faisceau vermiculaire de Zermatt » (E. Argand), jalonnant une surface d'étirement au sein de la nappe des Schistes lustrés; plus récemment, F. Ellenberger [1952] a proposé d'y voir le témoin d'un « pli isoclinal à rebours » provoqué par le reflux tardif des Schistes lustrés vers l'Est. A. Amstutz [1950, 1951 b] était parvenu à des conclusions à peu près analogues en ce qui concerne la région située au Nord du Grand Paradis.

Dans tous ces gisements, il est assez rare de rencontrer la série des roches triasiques complète, c'est-à-dire de bas en haut: les quartzites du Trias inférieur, les dolomies et

les cargneules phylliteuses du Trias moyen et les marbres dolomitiques du Trias supérieur. Cependant, au sommet de la falaise du plateau des Loses, près de Bonneval, on peut noter, au-dessus des gneiss minuti, une coupe, d'épaisseur très réduite, mais qui est complète car elle comporte de bas en haut: des quartzites rosés très compacts (1 m), des cargneules peu vacuolaires dont l'épaisseur varie entre un et plusieurs mètres, et des marbres dolomitiques blancs zonés de gris qui peuvent atteindre localement une quinzaine de mètres de puissance, comme c'est le cas dans le petit ensellement synclinal de la Lenta.

Cette coupe complète n'est sans doute pas unique, mais il faudrait, pour le démontrer, suivre pas à pas les longues bandes triasiques du bord ouest du massif du Grand Paradis. Sans un examen très détaillé et minutieux, la distinction entre les quartzites de base et les gneiss minuti de l'auréole périphérique du Grand Paradis est en général malaisée, ces gneiss devenant fréquemment très quartzeux dans cette région du massif (Voir p. 153, 155). L'interprétation de certains auteurs, E. Argand par exemple, selon laquelle le sommet des gneiss du Grand Paradis engloberait de façon continue les quartzites de base du Trias, est donc concevable; cependant l'étude pétrographique permet de la rejeter sans discussion car elle rend possible la distinction entre les quartzites à séricite du Trias et les gneiss ou les quartzites à biotite rétromorphosés du Grand Paradis.

Quoi qu'il en soit, en dehors de cette bordure sud occidentale du Grand Paradis, où le Trias apparaît assez complet mais avec une puissance très réduite, on ne rencontre, partout ailleurs où le Trias est représenté, qu'une série discontinue et plus ou moins incomplète. En général, ce sont les quartzites de base qui sont le plus souvent absents, alors que les dolomies et les cargneules phylliteuses, les marbres dolomitiques sont représentés conjointement dans la majorité des cas.

Ces derniers existent parfois seuls, comme c'est le cas sur la bordure nord du massif du Grand Paradis où il est très intéressant de constater qu'ils débutent par un horizon conglomératique. G. B. Dal Piaz [1939, p. 135] avait déjà signalé « le faciès conglomératique de la dolomie triasique près de Diégoz dans le Valsavaranche ». Personnellement j'ai pu observer, dans la basse vallée de Valnontey au Sud de Cogne, des calcaires dolomitiques renfermant à leur base de nombreux galets roulés de quartz et surtout de gneiss (1) provenant du vieux socle cristallophyllien sur lequel reposent les Schistes lustrés.

Par comparaison avec les épaisseurs considérables qu'atteint le Trias à l'Ouest de la région étudiée (Vanoise, Briançonnais) ou au Sud (bordure du massif de Dora-Maira) on a admis (Voir par exemple: M. Gignoux et L. Moret [1930, p. 108]) que l'extrême réduction du Trias autour du massif du Grand Paradis était uniquement due à d'intenses phénomènes de laminage. Indiscutablement de tels phénomènes existent et les chapelets de lentilles étirées de Trias de la bordure sud ouest, l'absence de l'un ou de l'autre terme de la série triasique dans de nombreux affleurements, en sont des preuves

(1) L'étude pétrographique de ces galets de gneiss montre qu'ils peuvent être rattachés au groupe des gneiss minuti de Sparone et plus particulièrement au niveau des gneiss de Pessinetto. On verra plus loin d'une part que ces derniers dérivent d'anciens micaschistes à deux micas rétromorphosés et albitisés, et d'autre part que cette rétromorphose et cette albitisation sont d'âge alpin récent. L'existence de galets de gneiss albitiques dans le Trias de Valnontey semble donc contradictoire. En réalité l'étude pétrographique montre d'une part que ces galets de gneiss sont peu rétromorphosés (biotite très fraîche) et surtout fort peu albitisés comparativement aux gneiss minuti de Pessinetto, et d'autre part que le ciment calcaro-dolomitique de la lentille triasique de Valnontey est lui-même albitisé (voir p. 61). On doit donc admettre que l'albitisation a affecté à la fois le ciment et les galets du conglomérat de Valnontey et qu'elle est bien post-triasique.

certaines. Cependant je ne crois pas que ces laminages aient été suffisants pour réduire de plusieurs centaines de mètres la série triasique, comme on l'admet généralement, sans laisser des traces visibles (mylonites, structure cataclastique). Par ailleurs, il est difficile de comprendre comment de si grandioses phénomènes tectoniques auraient pu réduire de façon égale chacun des trois termes de la série triasique et les laisser ensuite superposés dans l'ordre stratigraphique normal.

Ces considérations conduisent à penser que le Trias de la bordure ouest du massif du Grand Paradis était un Trias à faciès briançonnais très réduit, devenant de moins en moins épais et même conglomératique vers l'Est, puis disparaissant complètement dans cette direction. Les laminages tectoniques lorsqu'ils existent se sont effectués sur une série triasique originellement fort peu épaisse.

Les conséquences de cette manière de voir, que je ne suis pas le premier à adopter (Voir: G. B. Dal Piaz [1939]), sont très importantes en ce qui concerne l'histoire paléogéographique de la région. J'y reviendrai plus loin (Voir 4e partie).

b) Rapports entre les roches triasiques et les calcschistes.

S. Franchi [1925 a, b] a montré qu'il existe un passage continu entre les calcaires dolomitiques du Trias supérieur et les calcschistes dont la base est liasique. Cet auteur a même découvert [1910], dans le haut Val de Suse, du Rhétien fossilifère normalement intercalé entre le Trias dolomitique et les calcschistes et il a montré que ces couches de passage avaient une grande extension dans les Alpes Cottiennes et dans les Alpes Graies.

Dans la région étudiée l'absence de fossiles n'empêche pas d'être aussi affirmatif, car nulle part il n'existe de trace de discontinuité entre les roches triasiques et les calcschistes sus-jacents, ainsi que M. Bertrand [1894 a, c, d] l'avait déjà indiqué: le passage est toujours continu et se fait par l'intermédiaire de marbres phylliteux pouvant atteindre localement une centaine de mètres de puissance, devenant vers le haut de plus en plus phylliteux, se chargeant aussi de quartz et passant ainsi insensiblement aux calcschistes proprement dits. Le passage est si graduel qu'il est impossible de préciser la limite entre Trias et Lias et il se peut même que la partie inférieure des marbres phylliteux, situés assez constamment à la base de la série des calcschistes, appartienne encore au Trias supérieur.

En tout cas on peut conclure que le changement qui s'est opéré à cette époque dans le régime de la sédimentation et qui fait passer des sédiments lagunaires et néritiques du Trias aux sédiments argilo-schisteux plus profonds du Lias, a été très progressif.

c) Micaschistes et faciès albitiques (prasinites et gneiss du Charbonnel).

Les micaschistes et les prasinites constituent l'essentiel de la série des Schistes lustrés.

1° *Micaschistes.*

Parmi les micaschistes, les *calcschistes* ou micaschistes calcifères qui sont les véritables « schistes lustrés », dominent largement, témoignant d'une sédimentation à dominante argilo-calcaire, devenant localement plus ou moins gréseuse. Leur épaisseur dépasse, en Haute-Maurienne, 2.000 mètres, mais elle est très probablement exagérée par des replis internes. Il est devenu traditionnel de dire que les calcschistes forment une épaisse série monotone et peu différenciée. En réalité, n'importe quelle coupe détaillée

montre, au sein des calcschistes, de nombreuses et fines intercalations, souvent récurrentes, de *chloritoschistes* et *séricitoschistes* d'une part, et de *micaschistes amphiboliques* d'autre part. Les premiers témoignent de l'existence, au cours de la sédimentation, d'épisodes plus argileux, les seconds d'épisodes plus marneux et plus magnésiens. Ces roches sont peu apparentes à l'affleurement car elles sont aussi tendres et aussi sombres que les calcschistes encaissants auxquels elles passent d'ailleurs en toute continuité et avec lesquels on les a toujours confondues jusqu'à présent.

Par contre les faciès albitiques se détachent nettement au sein des Schistes lustrés. Leur teneur en feldspath, parfois très importante, leur confère en effet une compacité qui se traduit par l'individualisation de ressauts et de corniches rompant la monotonie des versants mous formés par les micaschistes. La teinte de ces roches, verte pour les prasinites, blanche pour les gneiss du Charbonnel, s'oppose en outre au ton gris noir des calcschistes.

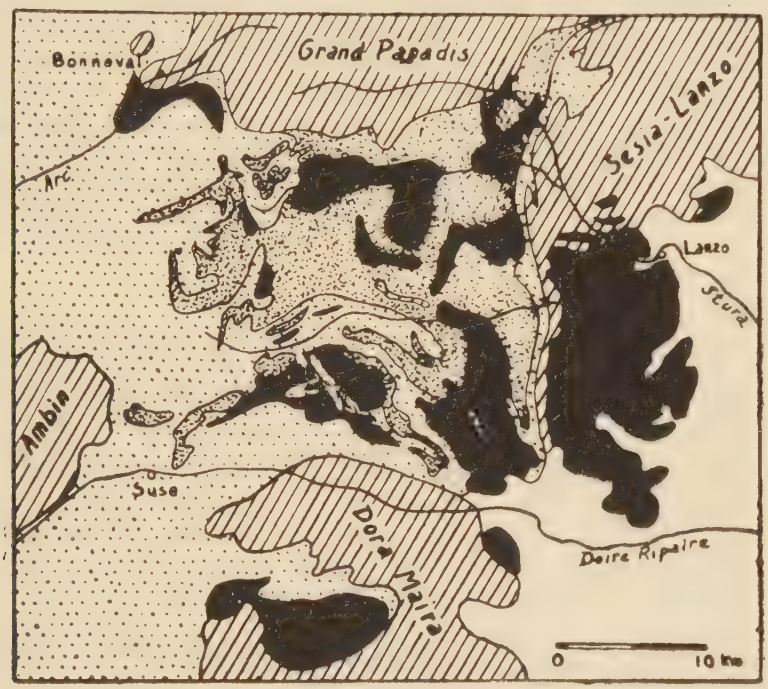


FIG. 11 — CARTE SCHÉMATIQUE MONTRANT LA RÉPARTITION DES PRINCIPAUX FACIÈS PÉTROGRAPHIQUES DE LA SÉRIE DES SCHISTES LUSTRÉS DANS L'ENSELLEMENT DU VAL DE SUSE

Noir plein : roches vertes
Grisé : prasinites
Pointillé : calcschistes
Hachures : massifs cristallins internes

2° *Prasinites.*

Ce sont les prasinites qui sont de loin les plus répandues. Un coup d'œil sur la carte géologique de la région suffit à montrer qu'elles entourent d'une lisière presque continue les gneiss du Grand Paradis et qu'elles s'étendent ensuite très largement vers le Sud dans les bassins de la Stura di Ala et de la Stura di Viù.

Les types lithologiques de prasinites sont très variés, comme V. Novarese (1894 a) et bien d'autres auteurs l'ont souligné. L'étude pétrographique qui va suivre me permettra d'une part de décrire plusieurs variétés de prasinites et surtout de préciser que la grande masse de ces roches provient de l'albitisation de micaschistes amphiboliques d'origine para. Je m'occuperai seulement ici d'étudier les relations stratigraphiques des prasinites avec les calcschistes.

Si on considère d'une part la répartition des prasinites autour de la coupole gneissique du Grand Paradis et d'autre part les pendages de leur schistosité cristallophyllienne, toujours concordante avec la stratification comme dans tout le complexe des Schistes lustrés, on est conduit à admettre que les prasinites se situent à la base de la série des Schistes lustrés, au-dessous des calcschistes. De fait, en dehors de la basse vallée de la Savara et de la haute vallée de l'Arc, partout la série mésozoïque débute, là où le Trias est inexistant, par des prasinites.

Par contre l'examen de la carte géologique (Voir planche hors texte et fig. 11) dans la région située au Sud du massif du Grand Paradis amène à des conclusions en apparence opposées. En effet, dans le grand ensellement synclinal du Val de Suse, compris entre le Grand Paradis au Nord et le massif de Dora-Maira au Sud, on constate que les prasinites sont situées au-dessus de masses de calcschistes très importantes: tel est le cas par exemple sur la bordure septentrionale du massif de Dora-Maira, sur la bordure occidentale du massif de Sesia-Lanzo entre Cantoira et Viù, dans la Haute-Maurienne

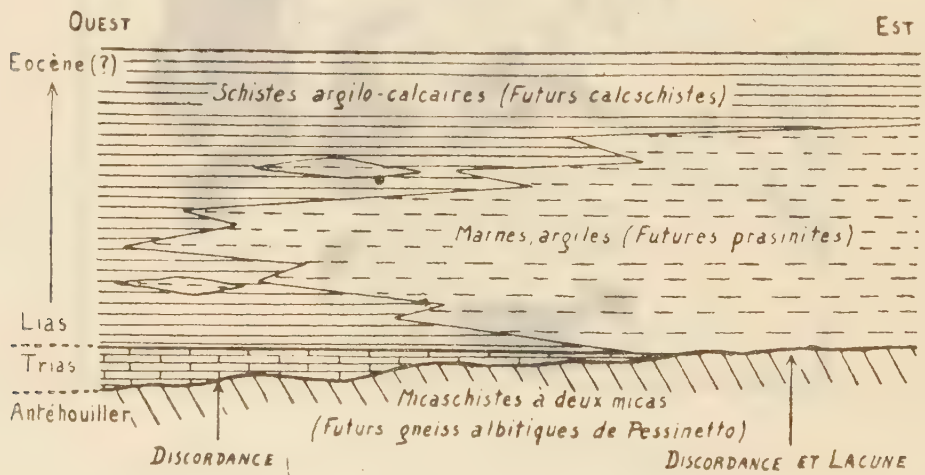


Fig. 12 — Diagramme schématique montrant la disposition primitive probable de la série sédimentaire mésozoïque génératrice de la série cristallophylienne des Schistes lustrés aux abords du massif du Grand Paradis

entre Bonneval et Rocciamelone. En réalité cet ensellement synclinal du Val de Suse a été littéralement vidé de toute la partie supérieure de la série des Schistes lustrés qui s'est écoulée vers l'Ouest où on la retrouve actuellement dans la région externe et frontale de la nappe des Schistes lustrés. Or dans toute cette région, la série des Schistes lustrés est

essentiellement représentée par des calcschistes et autres micaschistes dépourvus de toute intercalation de prasinites. On doit donc admettre qu'originellement la masse prasinitique du bassin des Stura était bien située au-dessous d'une puissante série de calcschistes qui a glissé vers l'Ouest de sorte que l'ensellement du Val de Suse ne contient plus que les parties les plus profondes de son remplissage primitif. Par ailleurs, en bordure de la grande masse prasinitique des Stura, l'étude des relations entre les calcschistes et les prasinites montre qu'il existe des passages latéraux très nets entre ces deux formations, à la fois vers l'Ouest (indentations des faciès dans les vallées d'Avérole et de la Lombarde), vers le Sud (imbrications des faciès dans la haute vallée de la Stura di Viù en amont d'Usseglio) et vers l'Est (indentations des deux faciès tout au long de la zone comprise entre Locana, Cantoira, Ceres et Viù). Les mêmes observations peuvent d'ailleurs être faites au Nord Est et au Nord du massif du Grand Paradis, c'est-à-dire sur le bord sud du grand ensellement synclinal du Val d'Aoste, par exemple dans la région comprise entre la Grivola, Cogne et la haute vallée de l'Ayasse.

L'étude pétrographique qui révèle toujours un passage très continu entre les calcschistes et les prasinites par l'intermédiaire de micaschistes amphiboliques progressivement enrichis en albite secondaire, conduit à penser que ces imbrications des deux faciès ne sont pas le résultat de phénomènes tectoniques, mais qu'elles correspondent bien à une variation latérale, à une interstratification des deux faciès sédimentaires originels. Le diagramme schématique de la figure 12 montre ce qu'a dû être à un moment donné de l'histoire du géosynclinal piémontais la disposition des faciès sédimentaires qui sont à l'origine du complexe des Schistes lustrés.

3° *Gneiss albitiques du Charbonnel.*

J'ai déjà défini cette dénomination (Première partie) que j'emploie pour désigner les faciès albitiques faiblement pourvus ou dépourvus de minéraux colorés et riches en quartz, caractères qui les opposent aux prasinites.

Ces gneiss, de teinte claire, plus ou moins phylliteux, sont beaucoup moins répandus que les prasinites. On les rencontre aussi bien dans les calcschistes que dans les prasinites; ils y forment des lames lenticulaires concordantes dont la puissance varie de quelques décimètres à quelques centaines de mètres et la longueur de quelques mètres à quelques kilomètres.

Au point de vue de leur répartition, on peut noter que ces gneiss sont très rares ou même complètement absents au Nord Ouest de l'Arc et d'une façon plus générale dans toute la région située à l'Ouest et au Nord du massif du Grand Paradis (2). Tout au plus peut-on signaler les lames de gneiss de la région de l'Iseran (Pays Désert, Ouille de la Jave. Col du Montet, déjà signalées par E. Raguin et F. Hermann [1930]) et d'autres, non cartographiables en raison de leur exiguité, telles celles du Pont de la Neige, du Plateau des Loses, etc..., ou celles, beaucoup plus rares, qui existent dans la région des sources de l'Orco et dans le massif de la Grivola.

Par contre dans les régions situées au Nord Est du massif du Grand Paradis (vallée de l'Ayasse), à l'Est (bande des Schistes lustrés de Locana) et surtout au Sud (enselle-

(2) Je n'ai pas effectué de levers géologiques dans la région située au Nord de la vallée du Grand Eyvia: il se peut que les gneiss du Charbonnel y soient en réalité présents.

ment du Val de Suse), les lames de gneiss albitiques du Charbonnel sont très fréquentes et acquièrent un développement important.

En France elles ne sont bien représentées que dans les vallées d'Avérole et de la Lombarde, sur les versants nord et est du massif du Charbonnel qui doit à cette ossature gneissique son altitude élevée: la Pointe de Charbonnel (3760 m), bien que située dans le domaine des Schistes lustrés, est en effet le sommet le plus élevé de la Haute-Maurienne et elle dépasse nettement les hauts sommets migmatitiques des Levanna appartenant au massif du Grand Paradis. C'est ce développement des gneiss albitiques dans ce secteur qui m'a conduit à les appeler « gneiss du Charbonnel ».

La présence de ces lames de gneiss dans les Schistes lustrés a été diversement interprétée depuis qu'elle a été signalée par M. Bertrand et P. Termier [1895]. P. Termier [1901 a] admettait déjà qu'il s'agissait d'intercalations normales dans la série des Schistes lustrés, mais ayant subi, du fait de l'intrusion de roches éruptives, des modifications plus intenses que les autres niveaux de la série. Par contre F. Hermann [1927, 1928, 1930] et, à sa suite, E. Raguin [1929 a, b; 1930 a, b, c; 1931] et G. B. Dal Piaz [1927, 1929], les ont considérées comme des « copeaux » arrachés au noyau cristallin antétriasique de la nappe de la Dent-Blanche (massif de Sesia-Lanzo), et inclus tectoniquement en position anticlinale dans la base de la série des Schistes lustrés (Voir, par exemple, la coupe de la figure 3). Ces auteurs avaient été conduits par cette interprétation à admettre que la majeure partie de la série des Schistes lustrés constituait l'enveloppe mésozoïque de la nappe VI (Dent-Blanche) et non celle de la nappe V (Mont-Rose — Grand Paradis). De fait, au moins macroscopiquement, ces gneiss du Charbonnel ressemblent beaucoup aux gneiss albitiques qui forment une part très importante du massif de Sesia-Lanzo. Toutefois l'étude pétrographique de ces derniers (Voir 3e partie) révèle qu'il s'agit d'anciens micaschistes à deux micas rétromorphosés et albitisés, alors que l'étude micrographique des gneiss du Charbonnel montre, comme on le verra ci-dessous, qu'il s'agit de micaschistes albitisés mais appartenant à une zone moins profonde du métamorphisme (Micaschistes supérieurs) et en conséquence dépourvus de biotite; par ailleurs les gneiss du Charbonnel sont monométamorphiques, comme tous les autres termes de la série des Schistes lustrés. Il est donc impossible de confondre ces deux faciès. D'un autre côté, ainsi que l'avait déjà signalé E. Raguin [1929 b], il existe entre les calcschistes normaux ou les prasinites, d'une part, et les gneiss du Charbonnel, d'autre part, des passages insensibles et progressifs avec parfois de fines récurrences impliquant une liaison stratigraphique normale et non un contact tectonique. L'étude pétrographique confirme ces passages graduels et montre que ces gneiss résultent, comme les prasinites, d'un processus d'albitisation que je décrirai en détail ci-après. Cette albitisation est d'ailleurs secondaire et tardive et sans relation aucune avec les intrusions de roches éruptives basiques ultérieurement transformées en roches vertes. La répartition des gneiss du Charbonnel indique qu'ils ne sont que très rarement et alors fortuitement associés aux roches vertes et qu'ils sont principalement intercalés dans les calcschistes au voisinage ou à l'intérieur des grandes masses prasinitiques (régions de la Torre d'Ovarda, de Rocciamelone, du massif du Charbonnel, du Monte Marzo, etc...).

On est donc forcé d'admettre que les gneiss du Charbonnel sont des micaschistes plus ou moins albitisés normalement intercalés dans la série des Schistes lustrés et qu'il ne s'agit pas d'écailles tectoniques comme on l'avait dit précédemment: il n'existe donc pas de témoins de la nappe de la Dent-Blanche dans la région étudiée (R. Michel, [1949]).

d) Roches vertes.

J'ai déjà indiqué plus haut que, mettant à part tout le groupe des prasinites, je réserve le terme de « roches vertes » aux roches dont l'origine éruptive est certaine, c'est-à-dire aux roches ultrabasiques (pyroxénites et péridotites) plus ou moins transformées en *serpentines* sous l'action du métamorphisme général d'âge alpin, et aux roches basiques (gabbros, diabases, etc...) qui ont été transformées par la même cause avec changement important de leur composition minéralogique mais sans modification capitale de leur composition chimique et qui peuvent donc être appelées, d'après la nomenclature d'A. Lacroix (3), des *paragabbros,* etc.

Dans la région étudiée, ce sont les serpentines qui sont le plus largement représentées. Il s'agit en général de gisements de taille considérable, épais de plusieurs centaines de mètres et longs de plusieurs kilomètres. On les rencontre sur le pourtour du massif du Grand Paradis à l'exception de sa bordure ouest, dans l'ensellement synclinal du Val de Suse (bassin des Stura) et dans la région de Lanzo. D'après ce qui précède (Voir § b et figure 12), cette répartition montre que les intrusions de matériel ultrabasique se sont cantonnées, dans la région étudiée, à la partie inférieure de la série des Schistes lustrés. Ce fait avait été déjà constaté par R. Staub [1922] qui faisait intervenir pour l'expliquer des considérations tectoniques assez compliquées.

Dans les deux premières zones de gisement, les serpentines, où les résidus de pyroxène sont beaucoup plus fréquents qu'on le pense généralement, forment des amas lenticulaires laccolitiques aussi bien dans les prasinites que dans les calcschistes. Dans de nombreux cas ces laccolites sont bordés d'un côté par des calcschistes et de l'autre par des prasinites (Balma, Cantoira, Locana, Champorcher, vallée de Bardoney, etc.). Ce mode de gisement montre qu'il est imprudent de tirer, comme on l'a fait bien souvent, des considérations sur l'origine éruptive des prasinites en tablant sur l'association serpentines-prasinites: elle se révèle aussi fortuite que l'association serpentines-calcschistes. On constate en outre que les serpentines n'ont pas une répartition spéciale, plus interne et plus profonde, par rapport aux prasinites, comme le pensait R. Staub [1922].

Dans la région de Lanzo, seule la bordure de l'énorme batholite (4) est transformée en serpentine, la masse interne étant demeurée à l'état de péridotite à diallage. Ce batholite de Lanzo est totalement inclus dans les gneiss minuti du massif de Sesia-Lanzo (niveau de Pessinetto). J'étudierai ce mode de gisement particulier ultérieurement (Voir 3e partie) mais dès à présent il est intéressant d'indiquer que ce massif de roches vertes n'a été affecté que par le seul métamorphisme d'âge alpin, alors que les gneiss minuti encaissants sont nettement polymétamorphiques et par conséquent plus anciens. On a là une preuve certaine que le vieux socle cristallophyllien des Alpes a reçu, comme la série mésozoïque des Schistes lustrés, sa part d'intrusions de matériel simique. A ma connaissance, ce fait, entrevu par V. Novarese [1929], n'avait pas été encore clairement mis en évidence dans les Alpes Graies.

Il est malheureusement impossible de préciser, dans cette région, l'âge de la mise en place de ces intrusions: le seul fait certain est qu'elles sont toujours post-triasiques.

Quant aux autres roches vertes (gabbros, etc...) qui sont abondantes dans la nappe des Schistes lustrés dans d'autres secteurs des Alpes occidentales, elles sont ici très rares. Je n'ai rencontré que deux gisements de *paragabbros,* l'un près de Cantoira, dans

(3) A. Lacroix (1920), *C.R.A.S.,* 170, p. 685.
(4) J'emploie ici le mot de *batholite* uniquement dans un sens descriptif, sans lui attribuer le sens génétique avec lequel il est généralement utilisé, en particulier par les auteurs de langue anglaise.

la vallée de la Stura di Vallegrande, l'autre à Tranbesere dans la basse vallée de l'Ayasse. Ce dernier gisement est intéressant à plusieurs points de vue. Tout d'abord il se trouve isolé de la masse principale des Schistes lustrés et il forme, avec sa lisière de calcschistes, une écaille synclinale pincée dans les gneiss minuti du massif de Sesia-Lanzo. On verra ci-après que cette écaille, comme toutes celles qui bordent à l'Est la bande de Schistes lustrés de Locana, appartiennent à des parties profondes de la série mésozoïque; il y a donc eu des intrusions de roches basiques, et non pas seulement de roches ultrabasiques, dans les parties profondes et internes de la série cristallophyllienne alpine, contrairement à ce qu'affirme R. Staub [1922], d'après qui les éléments les plus acides des « ophiolites » seraient cantonnés dans les parties les plus externes et les plus superficielles de la masse des Schistes lustrés. Par ailleurs il est intéressant de constater au contact du gabbro de Tranbesere et des calcschistes normaux qui lui sont associés, l'existence d'une petite auréole de calcschistes albitisés qui présentent un faciès identique à celui des gneiss albitiques du Charbonnel, mais dont l'épaisseur ne dépasse pas deux à trois décimètres. Je reviendrai au cours de l'étude pétrographique sur cette question.

e) Rapports entre la série des schistes lustrés et la série cristallophyllienne ancienne.

Il est prématuré de traiter ce problème avant l'étude de la série cristallophyllienne polymétamorphique du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo. Aussi le reprendrai-je de façon plus complète dans la quatrième partie de ce mémoire. Néanmoins il est intéressant de noter dès à présent quelques faits importants.

Je rappellerai tout d'abord que l'étude pétrographique des deux séries cristallophylliennes constituant la région, permet de les distinguer assez facilement. La plus récente, celle des Schistes lustrés, dont l'âge mésozoïque est bien établi, n'a subi que le seul métamorphisme d'âge alpin et ne comporte que des associations minéralogiques appartenant à la zone de métamorphisme des Micaschistes supérieurs. L'autre, celle des massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo, est au contraire essentiellement polymétamorphique et comporte des associations minéralogiques anciennes pouvant appartenir à des zones de métamorphisme plus profondes. Le caractère rétromorphique des roches de cette ancienne série et la présence de biotite résiduelle constituent donc, comme on le verra plus loin, des critères absolus de différenciation par rapport aux faciès de la série mésozoïque, bien que, sous l'effet de l'albitisation, leur aspect soit parfois très semblable macroscopiquement à celui des gneiss minuti de la vieille série.

Le problème des rapports entre les deux séries ne revêt d'ailleurs de l'importance qu'à l'Est du massif du Grand Paradis, dans la fameuse « bande de Schistes lustrés de Locana ». Par un heureux hasard, il se trouve que les Schistes lustrés de Locana sont inclus dans les gneiss minuti du niveau de Pessinetto, essentiellement caractérisés par la présence de biotite résiduelle plus ou moins rétromorphosée: le critère de différenciation dont je parlais ci-dessus est donc facilement applicable dans cette région.

Dans les grandes synthèses tectoniques suisses (E. Argand, R. Staub) cette bande de Schistes lustrés de Locana est considérée comme le synclinal des racines de la nappe des Schistes lustrés. On la représente même, par généralisation des coupes faites plus au Nord, comme fortement laminée et rebroussée vers l'Ouest à très grande profondeur sous l'effet de la phase tectonique de serrement final des racines ou « phase insubrienne principale » d'E. Argand (Voir par exemple: L. Moret [1950], fig. 17). Il se peut que

de tels phénomènes soient évidents plus au Nord, par exemple au Sud du massif Simplo-tessinois. Dans la région située à l'Est du Grand Paradis, les choses apparaissent comme beaucoup plus simples.

On peut noter tout d'abord que les gneiss minuti des massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo, qui appartiennent, comme on le verra plus loin (3e partie), au même niveau d'une seule et même série cristallophyllienne, sont isoclinaux avec pendages plus ou moins accentués, 40 à 50° en moyenne, vers le Sud Est. Il est évident que ce régime isoclinal, en apparence très tranquille, masque de nombreux replis; mais, en tout cas, la structure en éventail qu'aurait pris la zone de Sesia-Lanzo sous l'effet de la poussée insubrienne (E. Argand [1934], p. 183) est totalement inexistante dans ce secteur, comme l'a déjà fait remarquer V. Novarese [1929].

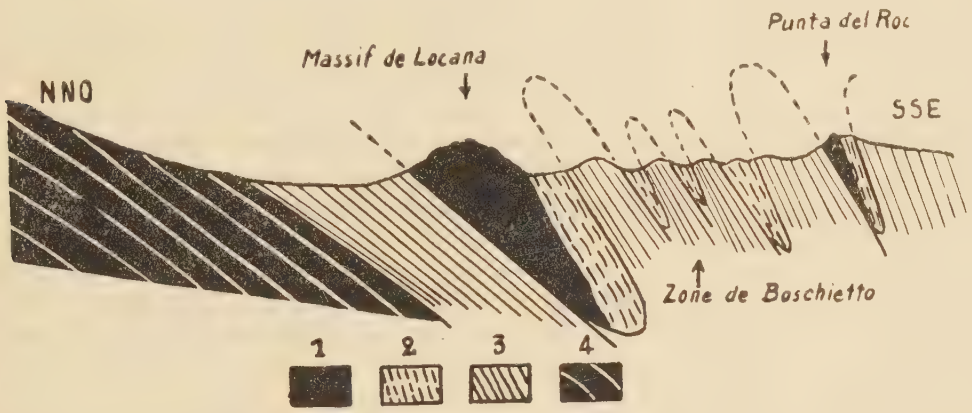


FIG. 13 — COUPE GÉOLOGIQUE TRÈS SCHÉMATIQUE ENTRE LES VALLÉES DE L'ORCO ET DU RIBORDONE (Longueur: 7 km.)

Série des Schistes lustrés
1 — Roches vertes
2 — Calcschistes, prasinites, gneiss du Charbonnel

Série Grand Paradis Sesia-Lanzo
3 — Gneiss albitiques de Pessinetto
4 — Embréchites œillées du Grand Paradis

Quant à la bande de Schistes lustrés de Locana et à ses annexes, elles sont pincées en écailles synclinales dans les gneiss minuti de Pessinetto avec des pendages qui dépassent rarement 40 à 50° Sud Est. C'est ce que démontre clairement l'étude de toutes les coupes transversales présentées du Sud au Nord par les vallées des Stura, de l'Orco, de Ribordone et de la Soana. La coupe offerte par l'Orco et que j'ai précédemment décrite (1re partie et figure 5), comme celle, très semblable, offerte par la vallée de Ribordone, sont particulièrement intéressantes, car elles correspondent à la zone de relèvement axial coïncidant avec le prolongement du diamètre Est-Ouest de la coupole anticlinale du Grand Paradis: on y voit réapparaître, en anticlinal au sein de la bande de Schistes lustrés de Locana, les gneiss minuti de Pessinetto (Zone de Boschietto), renfermant eux-mêmes entre l'Orco et le Ribordone de nombreuses écailles isolées de calcschistes ou de prasinites de petites dimensions. Le relèvement très net des extrémités de ces lentilles de calcschistes montre qu'elles sont très superficielles (Fig. 13).

Un autre fait important réside dans l'existence, à l'Est de la bande de Locana, de nombreuses écailles isolées de calcschistes dont seules les plus importantes, dépassant parfois plusieurs kilomètres de longueur, ont été cartographiées. Je citerai, par exemple, l'écaille de Viù qui se relie, à l'Ouest du Monte Calcante, à la masse principale des Schistes lustrés, les écailles du Monte Croass et celles toutes voisines mais beaucoup plus importantes de la Cima dell'Ujà, la minuscule écaille de Bosco traversée par l'Orco, les écailles de la Punta del Roc, au Nord de la vallée de Ribordone, dont la plus occidentale se réunit à la bande de Schistes lustrés de Locana, enfin les écailles de Tranbesere dans la vallée de l'Ayasse. Tous ces lambeaux de calcschistes mésozoïques, accompagnés sporadiquement de prasinites, témoignent d'une extension autrefois plus grande vers l'Est des Schistes lustrés. Cette ancienne extension est clairement confirmée par l'existence du grand « golfe » de calcschistes, prasinites et gneiss du Charbonnel, qui s'avance au sein des gneiss de Sesia-Lanzo au Nord Est de Cantoira.

Il est fort possible que des témoins isolés de la série des Schistes lustrés se situent encore plus à l'Est, dans la partie orientale du massif de Sesia-Lanzo. Mais leur distinction devient très difficile. En effet, d'une part il existe sporadiquement dans la vieille série cristallophyllienne des faciès fort analogues (calcschistes associés aux cipolins, par exemple à Pont-Canavese, à Mompont, etc.). D'autre part, les critères de différenciation fournis par la rétromorphose ou par la présence de biotite dans les roches de l'ancienne série cristallophyllienne ne sont plus applicables ici: on verra en effet plus loin (3e partie) que les faciès pétrographiques de ce secteur du massif de Sesia-Lanzo (gneiss minuti de Pont-Canavese et micaschistes à glaucophane de Cuorgnè) sont encore polymétamorphiques mais qu'ils ont toujours été métamorphisés dans la zone des Micaschistes supérieurs, c'est-à-dire dans la même zone de métamorphisme que les faciès de la série des Schistes lustrés. Cependant, d'après B. Gastaldi [1871, 1874] et V. Novarese [1929, p. 171], il existerait au voisinage des appendices du batholite de serpentine de Lanzo, des écailles de Schistes lustrés imbriqués dans les micaschistes à glaucophane de Cuorgnè, par exemple près du Mulino di Fandaglia, au Sud de Rocca-Canavese. Pour les raisons exposées ci-dessus, il est impossible de se prononcer catégoriquement sur l'âge mésozoïque de ces calcschistes, malgré l'argument, mis en avant par V. Novarese (*op. cit.*), de leur relation intime avec la serpentine de Bric Frera, qui est indubitablement d'âge alpin.

De toutes façons il est logique de penser que les Schistes lustrés se sont étendus autrefois, avant que l'intense érosion qui caractérise le versant piémontais ne les efface presque complètement, beaucoup plus loin à l'Est de leurs limites actuelles et qu'ils ont ainsi constitué à l'origine la couverture autochtone des massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo. Mais, à l'Est du Grand Paradis, seules ont été conservées les parties les plus profondes de cette couverture, pincées dans le vieux socle en nombreuses écailles synclinales lors d'une phase tectonique tangentielle récente (phase insubrienne, si l'on veut, mais n'ayant nullement produit dans la région étudiée de renversement vers l'Ouest). Il est très probable d'ailleurs qu'avant cette phase d'écaillage du socle et de sa couverture mésozoïque, cette dernière a dû plus ou moins glisser vers l'Est, comme elle s'est écoulée vers les régions externes de la chaîne à l'Ouest du Grand Paradis. Son mode de gisement actuel serait donc parautochtone.

L'étude des contacts entre les gneiss minuti de Sesia-Lanzo et les Schistes lustrés serait très intéressante. Il est malheureusement très difficile d'en observer. Les Schistes lustrés sont représentés là surtout par des calcschistes déterminant des zones déprimées,

remblayées par les produits d'altération superficielle. Le seul exemple de contact net que j'aie rencontré se situe dans le cours précipitueux du petit Rio de Combemonte, affluent de la rive droite de la Soana à 1,500 km à l'amont d'Ingria. Les gneiss minuti de Pessinetto chevauchent là des calcschistes mésozoïques très foncés et légèrement albitisés. Les schistosités cristallophylliennes des deux formations sont concordantes, avec un pendage exceptionnellement fort (65° Sud Est). Au contact immédiat on peut noter dans les calcschistes seulement, sur quelques décimètres d'épaisseur, l'existence d'une zone très froissée indiquant un laminage de la formation la moins résistante, alors que les gneiss minuti sont absolument normaux. Au microscope, on observe dans les calcschistes des microplissements accentués affectant principalement les lits phylliteux et soulignés par l'allure en accordéon des files de granules opaques; les rares phénoblastes d'albite contiennent des files d'inclusions opaques à trajet sigmoïde. L'albitisation apparaît donc ici, exceptionnellement, comme syntectonique. Or dans toute la région, cette albitisation est très tardive. On peut donc en déduire que la phase de laminage a eu lieu très tard, ce qui confirme les idées exposées ci-dessus.

Au total, l'étude des rapports entre les Schistes lustrés et les gneiss de la série cristallophyllienne ancienne à l'Est du massif du Grand Paradis, montre que la « bande de Schistes lustrés de Locana » ne correspond pas à une cicatrice radicale très profonde comme on le pensait jusqu'à présent. Elle est en réalité constitué par la juxtaposition d'écailles superficielles de calcschistes, incluses tardivement dans les gneiss de la série cristallophyllienne ancienne et représentant les parties les plus profondes, seules conservées, d'une couverture mésozoïque qui a dû s'étendre autrefois beaucoup plus loin vers l'Est.

C. — PETROGRAPHIE

1. — Roches triasiques.

Les roches triasiques peuvent être subdivisées, du point de vue pétrographique, en quatre groupes: les quartzites, les cargneules phylliteuses, les cipolins et les marbres dolomitiques phylliteux.

J'ai signalé ci-dessus que ces roches sont peu fréquentes dans la région étudiée, et tout particulièrement les quartzites.

a) Quartzites a phengite.

Ce sont des roches blanches ou légèrement rosées, à grain très fin, ne présentant d'ordinaire pas de schistosité, sauf dans le cas où elles ont été laminées.

Je décrirai un échantillon provenant de la base de la lame triasique du plateau des Loses, près de Bonneval-sur-Arc. Ce quartzite présente une teinte légèrement rosée. Sa composition minéralogique est la suivante (volumes p. cent).

quartz	92
phengite	5
hématite	3

Le quartz est entièrement recristallisé, à contours dentelliformes fortement engrenés. L'extinction des granules de quartz, dont le diamètre est de 0,2 mm, est normale.

La phengite (voir p. 62) se trouve en minuscules paillettes disséminées et écrasées entre les grains de quartz.

D'assez nombreux granules xénomorphes d'hématite se situent entre les grains de quartz. Ils y forment parfois de petites traînées continues, mais, étant donné leur très faible proportion, on ne peut parler d'un ciment hématitique. En tout cas leur grande dissémination est responsable de la légère coloration de la roche.

La structure est granoblastique.

Il ne fait aucun doute qu'une telle roche dérive d'un grès presque pur.

Dans les quartzites laminés (Col des Evettes, Pointe Sud de Bezin), la proportion de phengite est beaucoup plus grande et il se peut qu'elle soit responsable en partie, conjointement avec les phénomènes de laminage, de la schistosité de la roche. Le quartz présente constamment dans ces roches une extinction onduleuse.

b) Cargneules phylliteuses.

Ce sont des roches sans orientation, de teinte beige clair, plus ou moins riches en grosses paillettes phylliteuses verdâtres. Elles sont plus ou moins vacuolaires. Leur grain est en général fin.

Elles sont composées en majeure partie de dolomite, très abondante, de calcite et d'ankérite. Le mica présente les propriétés optiques de la phengite (léger polychroïsme dans les tons vert pâle, angle des axes optiques très petit ou nul). La chlorite (pennine) n'est pas toujours présente et ses plages sont de dimensions nettement inférieures à celles des lamelles de phengite. Il existe enfin un peu de quartz recristallisé.

Cette composition minéralogique est banale dans toutes les cargneules de la région.

c) Cipolins.

Les vrais cipolins sont très rares et ne se rencontrent que dans la partie supérieure de la série triasique où ils sont étroitement associés aux marbres dolomitiques.

Je citerai, à titre d'exemple, le cipolin de la lentille triasique du col de Sea, qui est entièrement constitué de calcite très finement grenue, xénomorphe.

d) Marbres dolomitiques phylliteux.

Ce sont les roches les plus variées de la série triasique. On y rencontre en effet tous les intermédiaires entre les cipolins dont il a été question ci-dessus, et les dolomies phylliteuses, selon les variations relatives des teneurs en calcite et en dolomite.

Ces marbres dolomitiques sont très compacts, à grain fin et se débitent fréquemment en plaques épaisses parallèlement à la stratification; leur teinte, claire, va du blanc laiteux au gris très clair; très fréquemment la roche est zonée de fines zébrures grises. La plus ou moins grande abondance de minéraux phylliteux détermine parfois des types à tendance schisteuse, devenant localement de véritables calcschistes.

La composition minéralogique la plus fréquemment réalisée est la suivante, les quantités des minéraux cités ci-dessous pouvant varier dans de très grandes proportions:

calcite
dolomite
phengite
chlorite
accessoires: hématite, ilménite, quartz, tourmaline, ankérite.

La calcite et la dolomite se présentent en granules xénomorphes recristallisés, en général très petits (dimensions moyennes: 0,02 à 0,05 mm), avec quelques individus maclés de taille plus grande (0,15 mm) qui sont parfois groupés en lits discontinus. L'ankérite, est rare, en grandes plages brunes.

Il en est de même du mica, qui est de la phengite et non du talc, en raison de son léger polychroïsme dans les tons vert pâle. La chlorite (pennine à polychroïsme franc dans les tons vert pomme) est au contraire en paillettes très fines.

L'hématite se présente en granules hypidiomorphes possédant parfois un noyau central d'ilménite; plus rarement elle saupoudre finement les cristaux de calcite ou de dolomite.

La structure est granoblastique, passant dans certains types à la structure granolépidoblastique.

Les principales variations par rapport à ce type banal sont les suivantes:

Marbres dolomitiques à albite. — Ces roches se rencontrent dans quelques gisements: à La Benna (près de Bonneval), à la base de l'Ouille Mouta (Vallée de l'Arc), dans la partie moyenne de la lentille de Valnontey (Sud de Cogne), etc...

L'albite, plus ou moins abondante, se présente toujours sous forme de phénoblastes globuleux, d'aspect identique à ceux que je décrirai plus loin dans les gneiss du Charbonnel et dans les prasinites. Il ne fait aucun doute que cette albite, qui inclue poecilitiquement des particules de calcite et des paillettes de phengite, est d'origine secondaire. A Valnontey, il s'agit d'albite An_5.

Marbres dolomitiques à épidote. — Gisements: lentille triasique du couloir de la Fontaine (près de Bonneval), base de l'Ouille Mouta, côté nord du Col Tonini, etc...

La pistacite et la clinozoïsite sont toujours associées; elles se présentent en prismes filiformes pouvant atteindre 0,5 cm de longueur qui ont, au microscope, un aspect caverneux et squelettique.

Il est probable que ces roches dérivent de la transformation de calcaires impurs très peu magnésiens.

Cipolin à pargasite. — Je n'ai rencontré ce type qu'à la base de la lentille triasique de Picherse: cette roche y forme deux bancs de 0,50 m d'épaisseur séparant des marbres dolomitiques phylliteux communs. Je décrirai plus loin des dolomies à pargasite et autres minéraux, provenant de la transformation de serpentines. Une telle origine ne peut être attribuée aux deux bancs de la lentille de Picherse, car ils font nettement partie de la série triasique sédimentogène et ne sont nullement en rapport avec des serpentines.

La pargasite ($+2V = 68°$, $ng/C = 14°$) se présente en faisceaux de cristaux aciculaires blanchâtres atteignant 2 cm de longueur; elle est entourée par de la calcite grenue en grandes plages; la phengite et le quartz sont très rares.

On a là un exemple classique de « dédolomitisation » d'un calcaire dolomitique où la chaux est demeurée à l'état de carbonate alors que la magnésie était transformée en silicate. Il est curieux de constater que ce phénomène ne soit pas plus fréquent dans les anciens calcaires dolomitiques de la série triasique.

Au total, cette étude pétrographique montre que les roches triasiques, bien qu'ayant été soumises à un métamorphisme général qui se traduit par une recristallisation complète et par la néoformation de minéraux phylliteux et autres silicates, sont encore nettement reconnaissables. Cela tient à ce que les faciès sédimentaires originels étaient soit de nature gréseuse (quartzites), soit de nature carbonatée (calcaires purs, calcaires plus

ou moins dolomitiques, etc...) et que de tels faciès sont, en règle générale, fort peu modifiés par le métamorphisme général, les minéraux de néoformation étant, en majeure partie, les mêmes que les minéraux originels.

2. — Le complexe des Schistes lustrés.

Je groupe sous cette désignation tous les faciès de la série des Schistes lustrés à l'exception du Trias et des Roches vertes. Le complexe des Schistes lustrés ainsi défini ne comporte que des faciès micaschisteux ou gneissiques, dont je subdiviserai l'étude pétrographique en trois parties: le faciès dominant (calcschistes), les faciès accessoires (calcaires phylliteux, chloritoschistes, séricitoschistes, amphiboloschistes) et les faciès albitisés (gneiss du Charbonnel, prasinites).

Avant d'étudier chacun de ces groupes, je consacrerai quelques lignes au mica blanc des Schistes lustrés.

a) Nature du mica blanc des Schistes lustrés.

On sait qu'à l'époque de Ch. Lory on désignait les Schistes lustrés sous le nom de « schistes calcaréo-talqueux » (Voir, par exemple: *Comptes rendus de la réunion extraordinaire de la Société Géologique de France à Saint-Jean de Maurienne* [5]. Plus tard, P. Termier [1891] admit que la phyllite prédominante dans ces roches n'était pas du talc mais de la séricite. Les propriétés optiques de ce mica, décrites par P. Termier (*op. cit.*, p. 10), et en particulier « l'apparence d'uniaxie », peuvent d'ailleurs s'appliquer aussi bien au talc qu'à la séricite ou même à la paragonite. La détermination de P. Termier restait donc sujette à caution.

Les nombreuses mesures de l'angle des axes optiques que j'ai effectuées donnent des valeurs de 2V comprises entre 0° et —25°. Souvent les lamelles de mica sont incolores; parfois elles présentent un léger polychroïsme avec: np = incolore, ng = jaune verdâtre très pâle.

Seule l'analyse chimique permettrait un diagnostic précis. Il est malheureusement très difficile d'isoler une quantité de mica blanc suffisante pour effectuer une analyse complète; on court le risque, pendant cette opération, d'extraire en même temps que le mica une quantité plus ou moins grande de chlorite. Aussi ai-je préféré réserver cette étude chimique pour le mica des gneiss du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo, qui présente des caractères optiques analogues à ceux indiqués ci-dessus et qui est beaucoup plus facile à isoler. Cette étude (Voir p. 171 et analyse N° 22) montre qu'il s'agit d'une *phengite*. Il s'agit là d'une espèce minérale bien définie; l'emploi de ce terme est évidemment préférable, lorsque le diagnostic est sûrement établi, à celui de séricite, vocable sous lequel on désigne, dans un sens purement descriptif, des micas identiques par leur caractères optiques mais très différents par leur composition chimique, comme la phengite, la paragonite et éventuellement le phlogopite peu polychroïque.

J'ai cependant réussi à isoler une minime quantité de mica blanc sur un calcschiste prélevé à Volpetta, près de Chialamberto (Vallée de la Stura di Vallegrande) dans la bande de Schistes lustrés de Locana. Cette quantité était suffisante pour effectuer un dosage des alcalins. La connaissance des teneurs en alcalins permet en effet d'étayer sé-

(5) *B.S.G.F.*, 1861, (2), 18, p. 736 et suiv.

rieusement le diagnostic. Ce dosage (An.: C. Rouger, Clermont, 1953) a donné les résultats suivants:

Na^2O	0,47 %
K^2O	9,23 %

Ces teneurs sont à peu près identiques à celles révélées par l'analyse de la phengite des gneiss minuti de la vallée de Ribordone (Analyse n° 22), qui renferme:

Na^2O	0,00 %
K^2O	9,23 %

On peut en conclure que la phyllite des calcschistes n'est pas du talc (caractérisé par l'absence d'alcalins), ni de la paragonite (caractérisée par des teneurs en alcalins égales mais inversées): c'est une *phengite* fort proche de celle des gneiss minuti ([6]).

b) Le faciès dominant: calcschistes a phengite.

Dans la région étudiée, il se trouve que les calcschistes, ainsi que je l'ai signalé plus haut, ont une répartition moins importante que les prasinites. Il n'en reste pas moins que si on considère l'immense nappe des Schistes lustrés dans l'ensemble des Alpes occidentales, les calcschistes y forment le faciès le plus banal et le plus répandu. C'est ce faciès qui confère son unité à la série des Schistes lustrés, laquelle lui doit son nom.

Macroscopiquement le faciès des calcschistes apparaît comme très uniforme. Ce sont des roches à texture schisteuse, bien litées, à surface *s* luisante et soyeuse parce que chargée de phengite, et dont la teinte, sur les affleurements non altérés, est gris noir plus ou moins foncé.

Microscopiquement, on peut noter d'assez grandes variations dans les teneurs relatives en quartz et en carbonates, conduisant à des horizons respectivement plus gréseux ou plus marmoréens. Il est impossible de mettre en évidence sur une coupe ces niveaux particuliers car ils ne se distinguent pas macroscopiquement du faciès banal. Il semble en tout cas que ces horizons plus gréseux ou plus calcaires soient répartis au hasard dans la série et ils ne sauraient constituer des repères stratigraphiques sûrs.

Je décrirai tout d'abord le faciès banal des calcschistes. Il semble, à la suite d'assez nombreuses mesures volumétriques, que ces roches contiennent, dans la région étudiée:

quartz	30 - 50 %
carbonates	20 - 50 %
phyllites	10 - 25 %
accessoires	5 - 10 %

Au-dessus de 50 % de quartz on passe à des calcschistes gréseux et au-dessus de 50 % de carbonates à des marbres phylliteux.

Je prendrai comme type un échantillon recueilli sur le versant gauche de la basse vallée d'Avérole, à la base des escarpements nord de la Croix de Tierce.

La composition minéralogique de cette roche est la suivante (en volumes p. cent):

quartz	45
carbonates	24,5
phengite	16,5
chlorite	8
accessoires	6

(6) Dans une note antérieure (R. Michel [1949]) j'avais décrit ce mica sous le nom erroné de phlogopite.

La roche, très schisteuse, est formée de lits alternants dépassant rarement 1 mm d'épaisseur: les uns sont presque entièrement quartzeux, les autres presque exclusivement constitués par de la calcite; les troisièmes sont principalement phylliteux et beaucoup plus minces que les précédents.

Le quartz est granoblastique, dentelliforme et entièrement recristallisé (Diamètre moyen du grain: 0,1 mm). Il entoure localement de petites plages de calcite et, au voisinage des lits phylliteux, des paillettes de phengite et de chlorite.

Les lits calcaires sont formés par de la calcite blanche rarement maclée b[1]. Cette calcite est recristallisée en plages xénomorphes plus grandes que les grains de quartz (Diamètre moyen: 0,4 mm). Elles peuvent inclure pœcilitiquement des granules de quartz ou de petites lamelles de phyllites. La dolomite est en proportion négligeable, si on en juge par la faible quantité de MgO dosée dans la partie de la roche soluble à froid dans HCl 1/3 (Voir analyse n° 1).

Les lits phylliteux sont constitués par un entrelacement de lamelles de chlorite (clinochlore, d'après ses caractères optiques) et de phengite (longueur moyenne: 0,5 mm). Ces lits phylliteux sont riches en inclusions opaques formant parfois des sortes de files flexueuses plus ou moins ramifiées. On peut déterminer, mais avec doute en raison de leurs dimensions submicroscopiques, des granules d'anthracite, de pyrite (rare), d'ilménite, d'hématite et d'assez nombreuses aiguilles filiformes de rutile; le sphène est très rare. En outre, des granules d'épidote et de clinozoïsite sont assez fréquents dans ces lits phylliteux.

La structure est granolépidoblastique.

La composition chimique de cette roche est la suivante:

Analyse n° 1: *Calcschiste à phengite.* Versant nord de la Croix de Tierce (Haute-Maurienne). An. nouv.: H. Brusset (Toulouse, 1951).

Analyse A: *Schiste calcareux de l'Ordovicien.* Maysville, Butler County (Ohio). An.: Downs Schaaf (7).

	An. n° 1	An. A
SiO^2	54,36	48,12
Al^2O^3	11,13	12,80
Fe^2O^3	0,63	1,60
FeO	0,54	3,25
MgO	3,22 (8)	2,55
CaO	14,10	10,77
Na^2O	0,29	0,60
K^2O	1,90	3,60
TiO^2	0,65	0,78
P^2O^5	0,07	0,65
MnO	traces	0,09
CO^2	10,17	9,19
SO^3	—	0,24
BaO	—	0,01
S	—	0,88
C	—	0,24
H^2O+	2,72	3,25
H^2O-	0,15	1,70
Total	99,93	100,32

Malgré les différences notables (9), en particulier pour SiO^2, FeO, CaO et K^2O, la composition chimique du calcschiste de la Croix de Tierce est comparable à celle du

(7) Cité par F.-J. Pettijohn (1949): Sedimentary rocks, p. 287.
(8) Dont 0,23 % soluble dans HCl 1/3.
(9) Le nombre des analyses de roches sédimentaires publiées dans la littérature géologique est infime par rapport à celui des analyses de roches métamorphiques ou éruptives. Aussi ne faut-il pas se montrer trop difficile sur les concordances lorsqu'on recherche des analyses de comparaison.

schiste calcareux d'origine marine dont je cite l'analyse en référence. Il ne fait d'ailleurs aucun doute que le calcschiste étudié dérive d'un schiste argilo-calcaire, dont la composition (en pourcentage de poids calculés) aurait été la suivante:

quartz	38	
kaolin et minéraux argileux	34	
carbonates	26,1	(dont 3,6 de dolomite)
minerais	1,9	

Les variations de la composition minéralogique décrite ci-dessus, en dehors des proportions variables de quartz, de calcite et de phyllites conduisent aux types suivants, beaucoup plus rares:

Calcschistes à grenat. — Exemples de gisements: Col de Lautaret, base de la Pointe d'Andagne entre la serpentine de Bonneval et la lame de gneiss du Charbonnel, etc... Le grenat est fréquemment squelettique, parfois étiré, comme s'il s'agissait d'un minéral formé dès le début des transformations métamorphiques et ultérieurement remanié. La présence de grenat semble indiquer une teneur plus forte en alumine dans la roche sédimentaire originelle.

Calcschistes chloriteux. — Exemple de gisement: lac oriental d'Andagne. La chlorite, qui est ici de la pennine, prédomine très largement sur la phengite; elle donne à la roche une teinte verdâtre et un aspect satiné. Cette abondance anormale de chlorite peut être expliquée par une teneur plus considérable en argile dans le schiste originel.

Calcschistes à chloritoïde et grenat. — Exemples de gisements: versant nord ouest de l'Ouille du Midi, écaille de Schistes lustrés de Transbesere, Brendo (Vallée de la Stura di Viù) etc... La composition minéralogique est identique à celle des calcschistes à grenat. Les grenats sont remplis d'inclusions de calcite et, à l'Ouille du Midi, fortement limonitisés. Le chloritoïde se présente en grandes plages à contours déchiquetés enfermées dans les lits phylliteux. Dans les lits calciques on note la présence d'ankérite. Ces deux derniers minéraux indiquent que les schistes argilo-calcaires dont dérivent ces roches étaient relativement riches en fer.

Calcschistes à structure cataclastique. — J'ai déjà signalé les calcschistes du Rio Combemonte à lits phylliteux affectés de microplissements et à quartz à extinction onduleuse. Les véritables structures cataclastiques sont très rares; toutes celles que j'ai pu observer indiquent une cataclase légère: tel est le cas dans la région de Schiaroglio, près de Ribordone, sur la bordure ouest de la bande de Schistes lustrés de Locana. Un seul échantillon, prélevé à l'extrémité sud du glacier de Bézin, sur le bord est de la grande bande de Trias de l'Iseran, m'a permis d'observer des flexures significatives dans les macles b^1 de la calcite et des torsions, accompagnées d'effilochage, des lamelles de phengite et de chlorite; le quartz est évidemment à extinction onduleuse.

Il me reste à signaler quelques variations moins importantes. C'est ainsi que la tourmaline, en très fines aiguilles, peut devenir dans certains calcschistes un élément non négligeable parmi les minéraux accessoires; tel est le cas par exemple dans une zone assez étendue autour de la Pointe des Bufettes. Le sphène peut aussi devenir le minéral accessoire le mieux représenté, comme c'est le cas assez fréquemment dans la bande de Schistes lustrés de Locana (par exemple: calcschistes du Rio Combemonte ou de la région de Nivolastro près de Ronco).

Enfin, je rappellerai que les lentilles de quartz d'exsudation, en général concordantes avec la schistosité cristallophyllienne, sont très banales dans toute la série des calcschistes.

c) Les faciès accessoires.

Les faciès que je vais décrire ci-dessous constituent des intercalations concordantes dans la série des calcschistes. Elles sont en général fort peu épaisses (quelques mètres au maximum) mais peuvent par contre s'étendre sur des distances considérables. Ces niveaux passent assez facilement inaperçus, surtout lorsque les affleurements sont altérés. Il est important de noter qu'il existe toujours un passage progressif entre ces faciès accessoires et les calcschistes encaissants, soit par augmentation graduelle de la teneur en calcite (on passe alors des calcschistes normaux à des marbres phylliteux et, à la limite, à des cipolins), soit par diminution puis disparition quasi totale des lits de calcite; dans ce cas, on peut noter une augmentation de la quantité des minéraux phylliteux et on parvient alors à des micaschistes à phengite ou à chlorite; enfin dans les mêmes conditions l'amphibole (actinote généralement) fait son apparition et on passe à des micaschistes amphiboliques.

1° *Marbres phylliteux.*

Ces roches sont fort semblables aux marbres phylliteux que j'ai précédemment décrits dans le niveau supérieur de la série triasique. J'ai d'ailleurs indiqué qu'il existe généralement dans la région étudiée, à la base de la série des calcschistes un niveau de marbres phylliteux qui établit un passage transitionnel entre les marbres dolomitiques triasiques et les calcschistes proprement dits. Les marbres phylliteux qui appartiennent à ce niveau, et dont une partie est peut-être encore triasique, sont en général fortement dolomitiques et moyennement phylliteux. Au contraire ceux que l'on rencontre plus haut dans la série des calcschistes se caractérisent par une grande abondance des minéraux phylliteux et par leur pauvreté en dolomite.

Ce sont des roches à texture schisteuse, qui diffèrent des calcschistes à phengite par la réduction importante que subissent les lits quartzeux et par l'absence, dans les lits phylliteux, d'inclusions opaques ce qui confère à la roche une teinte plus claire.

Je décrirai un échantillon provenant du Pont de la Neige (Route de l'Iseran). Cette roche est composée de (volumes p. cent):

calcite	62
dolomite	1,5
quartz	15,5
phengite	12
chlorite	7,5
accessoires	1,5

Les granules de quartz forment des traînées discontinues incluses dans les lits calciques.

Ces derniers, largement prépondérants, sont constitués par de fines plages xénomorphes de calcite légèrement pigmentée par endroits par de l'hématite. Au voisinage des lits phylliteux on observe un véritable mélange de calcite, de phengite et de chlorite.

Ces deux derniers minéraux deviennent prépondérants dans les lits phylliteux; ils sont en grandes lamelles (1 cm au maximum) déterminant des surfaces *s* gondolées, soyeuses et légèrement verdâtres; j'insiste sur le fait que ces lits phylliteux sont totalement dépourvus d'inclusions charbonneuses et de granules de clinozoïsite et d'épidote; les inclusions de minerais (quelques granules d'ilménite) y sont elles-mêmes rares.

La composition chimique de cette roche est la suivante:

ANALYSE N° 2: *Marbre phylliteux.* Pont de la Neige (Route de l'Iseran). An. nouv.: C. Rouger (Clermont, 1951).

ANALYSE A: *Schiste calcaire crétacé.* Mount Diablo, Californie. An.: W.-H. Melville [10].

	AN. N° 2	AN. A
SiO^2	20,99	25,05
Al^2O^3	4,73	8,28
Fe^2O^3	0,68	0,27
FeO	0,22	2,41
MgO	2,82 [11]	2,61
CaO	36,52	27,87
Na^2O	0,38	—
K^2O	0,87	—
TiO^2	0,05	—
P^2O^5	0,19	0,08
MnO	0,04	4,11
CO^2	31,17	24,20
H^2O+	1,21	2,86
H^2O-	0,11	1,44
Total	99,98	99,18

La comparaison avec l'analyse de référence A montre, malgré des différences notables [12], en particulier pour Al^2O^3 et surtout MnO, que la roche du Pont de la Neige dérive d'un schiste argileux à forte teneur en calcaire.

2° *Cipolins.*

Les lentilles de cipolin semblent extrêmement rares dans la série des calcschistes. Ces roches qui ont une texture compacte, mais cependant nettement litée, et une teinte gris clair, sont en général associées aux marbres phylliteux dont elles ne diffèrent que par leurs teneurs moindres en minéraux phylliteux et en quartz.

La calcite est cryptocristalline et forme des lits épais de plusieurs millimètres séparés par des traînées discontinues, plutôt que par des lits, de paillettes de phengite. La chlorite est très rare. Le quartz est dispersé en petits globules dans les lits calciques.

Pratiquement le massif de la Pointe d'Andagne est le seul gisement où j'ai rencontré de telles roches, mais cela ne signifie pas que le cas soit unique.

3° *Quartzites.*

De même qu'on observe un passage continu des calcschistes normaux aux marbres phylliteux et, à la limite, aux cipolins, de même il existe tous les termes de transition

(10) F.-W. Clarcke (1916), *U. S. Geol. Surv. Bull.*, 616, p. 546.
(11) Dont 0,83 % soluble dans HCl 1/3.
(12) Voir note infrapaginale 9, page 64.

entre les calcschistes normaux, les calcschistes gréseux et finalement les quartzites phylliteux dépourvus de calcite.

A la vérité, de telles roches sont fort rares dans la série des calcschistes, où elles forment des niveaux dont l'épaisseur dépasse rarement un mètre. En Haute-Maurienne, je n'en ai rencontré qu'en deux points: sur le versant nord ouest de la Pointe d'Andagne, à la partie inférieure du complexe des Schistes lustrés, et à l'Ouest de l'Aiguille Rousse; dans ces deux gisements, il existe plusieurs niveaux de quartzites.

Le quartz dentelliforme constitue des lits épais de plusieurs millimètres, séparés par des traînées discontinues de paillettes de phengite et surtout de clinochlore. Quelques granules d'épidote sont entourés par les lamelles de phyllites. En outre de gros grenats d'aspect scoriacé et envahis par le quartz sont inclus dans les lits quartzeux. L'absence de calcite est remarquable.

La structure est granolépidoblastique.

Il est certain que de telles roches dérivent de grès impurs, faiblement argileux et très pauvres en chaux.

4° *Micaschistes à phengite* (*séricitoschistes*). — *Micaschistes à chlorite* (*chloritoschistes*).

Ces roches, souvent associées, forment de fines intercalations récurrentes dans la série des calcschistes où elles sont beaucoup plus fréquentes qu'on pourrait le croire au premier abord.

Elles passent en toute continuité aux calcschistes encaissants par l'intermédiaire de calcschistes chloriteux ou sériciteux dans lesquels la teneur en calcite se réduit progressivement et qui diffèrent des calcschistes normaux, gris noir, par leur teinte respectivement plus verdâtre ou plus blanchâtre.

Les types extrêmes dépourvus totalement de calcite, sont nettement verdâtres ou blanchâtres, avec éclat soyeux et nacré, suivant que domine respectivement la chlorite (pennine en général) ou la phengite.

Ces minéraux forment des lits épais, rarement plissotés, séparant les lits de quartz dentelliforme. La chlorite se groupe fréquemment en amas enchevêtrés autour des grenats qui ne montrent pourtant pas de trace de chloritisation.

En dehors du quartz et des phyllites, qui sont les minéraux dominants, ces roches renferment presque constamment du grenat, parfois en abondance, de l'épidote, de la clinozoïsite et, plus rarement, de l'allanite.

Parmi les minéraux accessoires, le rutile, en aiguilles notablement plus grandes que dans les calcschistes, est relativement abondant. On peut déterminer en outre de l'hématite, de l'oligiste, de l'ilménite et de la pyrite. La tourmaline peut aussi exister en fines aiguilles douées d'un polychroïsme fort dans les tons bleu sale à rose pâle.

On rencontre ces micaschistes dans n'importe quelle coupe détaillée faite dans les calcschistes de la région étudiée, mais ils sont particulièrement bien développés, en Italie, dans la région de Ronco-Nivolastro et, en France, dans le massif de l'Ouille du Midi. Dans ce dernier secteur en particulier, les intercalations de micaschistes à chlorite ou à phengite peuvent acquérir des épaisseurs exceptionnelles allant jusqu'à une dizaine de mètres.

De telles roches témoignent, à n'en pas douter, d'horizons plus argileux et pauvres en chaux dans la série sédimentaire originelle principalement argilo-calcaire.

Ces micaschistes à phengite et ces micaschistes à chlorite peuvent aussi passer progressivement à des séricitoschistes et à des chloritoschistes, par diminution graduelle de la teneur en quartz.

Ce sont des roches très schisteuses, nacrées et soyeuses quand la phengite domine, de teinte vert sombre lorsque la chlorite l'emporte. Dans la région étudiée, il semble que les chloritoschistes soient plus fréquents que les séricitoschistes.

On rencontre principalement les chloritoschistes en minces intercalations au mur et au toit des lentilles de prasinites ou encore à l'intérieur même des masses prasinitiques. Les minéraux qui accompagnent la chlorite (il s'agit le plus souvent de clinochlore) ne jouent qu'un rôle accessoire: ce sont le quartz, l'épidote, la clinozoïsite, la phengite et, de façon constante, le sphène et la magnétite.

Je donne ci-dessous l'analyse d'un chloritoschiste prélevé dans la lame de prasinite qui s'étend dans la partie médiane du versant est de l'Ouille Mouta.

Analyse n° 3: *Chloritoschiste*. Ouille Mouta (vallée de la Lombarde). An. nouv.: H. Brusset (Toulouse, 1951).

	AN. N° 3
SiO^2	35,62
Al^2O^3	18,50
Fe^2O^3	4,25
FeO	9,54
MgO	15,73
CaO	5,28
Na^2O	0,46
K^2O	0,36
TiO^2	3,01
P^2O^5	0,22
MnO	0,11
H^2O +	7,02
H^2O —	0,10
Total	100,20
Corindon virtuel	8,26 %

L'importante quantité de corindon virtuel ainsi que la nette prédominance de MgO sur CaO (E. Bastin [1909]), permettent de penser que cette roche a une origine sédimentaire. Seule la teneur élevée en titane pourrait faire douter d'une telle conclusion; mais il est intéressant de constater que l'analyse d'autres chloritoschistes d'origine sédimentaire révèle aussi de fortes teneurs en titane (13).

Si on calcule, en pourcentages de poids, la composition de la roche sédimentaire originelle, on obtient les résultats suivants:

kaolin et minéraux argileux	43,3
carbonates	37,5 (dont 3/5 de CO^3Mg)
quartz	9,5
minerais	9,7

Cette composition est celle d'une marne riche en magnésie et en oxydes de fer et de titane.

(13) Voir par exemple: A. Lacroix, Les glaucophanites de Nouvelle-Calédonie. *Mém. Acad. Sc.*, 1942, p. 72 (Analyse 38: TiO2 = 3,04). U. Grubenmann: Die kristallinen Schiefer, 1910, p. 225 (Analyse 11: TiO^2 = 1,84).

5° *Micaschistes à actinote.*

L'existence de ces roches n'a pas été signalée jusqu'à présent, à ma connaissance, dans la région étudiée.

Elles forment des intercalations de quelques mètres d'épaisseur au sein du complexe des Schistes lustrés.

Je n'ai jamais observé de telles roches au Nord Ouest de l'Arc ou dans les empilements de calcschistes des deux versants de la vallée de l'Arc en amont du Villaron. Dans le secteur limité par les vallées de l'Arc et du Ribon, ces micaschistes à actinote sont relativement rares à l'intérieur de la série des calcschistes normaux auxquels ils passent de façon continue par l'intermédiaire de calcschistes à actinote, où la teneur en calcite diminue au fur et à mesure que l'amphibole devient plus abondante: tel est le cas par exemple dans les calcschistes des Lacs d'Andagne, compris entre la serpentine de Bonneval et une lame de gneiss du Charbonnel. Par contre, les micaschistes à actinote sont particulièrement fréquents dans les régions prasinitiques: c'est ainsi que dans la grande masse de prasinites du bassin des Stura, il n'existe guère de lentille ou de bande de calcschistes intercalée dans les prasinites qui ne renferme de multiples alternances de micaschistes à actinote: le phénomène est spécialement bien développé à l'Ouest d'Usseglio (Vallée de la Stura di Viù) et dans les lentilles de calcschistes des environs de Balma (Vallée de la Stura di Ala). En outre, dans les mêmes régions, il n'est pas une coupe détaillée qui ne permette d'observer de fines récurrences de micaschistes à actinote dans les prasinites: tel est le cas dans la vallée de la Stura di Viù entre Balardo et Brendo, ou dans la vallée de la Stura di Vallegrande entre Cantoira et Chialamberto. On verra d'ailleurs ci-après qu'il existe un passage continu entre les deux formations, les prasinites dites « gneissiques » ne différant des micaschistes à actinote que par la présence supplémentaire de l'albite.

Ces micaschistes à actinote sont des roches à texture compacte rappelant plutôt un gneiss qu'un micaschiste. Cette compacité n'est cependant pas due à la présence de feldspath, mais seulement à la prédominance des lits quartzeux. Leur teinte générale est verdâtre, assez foncée.

Je décrirai la composition minéralogique des micaschistes à actinote sur un échantillon prélevé aux Lacs d'Andagne. Cette composition est la suivante (volumes p. cent):

quartz	43
actinote	35
chlorite (phengite)	10
grenat	8
épidote, clinozoïsite et accessoires	4

Il existe des alternances assez régulières de lits quartzo-phylliteux et de lits amphiboliques.

Dans les premiers, le quartz, entièrement recristallisé, prédomine largement sur les phyllites, Parmi ces dernières, la chlorite (pennine) l'emporte de loin sur la phengite. Ces lits quartzo-phylliteux ont 1 mm d'épaisseur en moyenne, mais certains peuvent atteindre 0,5 cm d'épaisseur et ils tranchent alors très nettement par leur teinte claire sur le fond vert-sombre de la roche.

Les seconds, beaucoup plus minces en général, sont entièrement constitués par de longues échardes d'actinote atteignant 1,5 cm de longueur sur 0,3 cm de largeur. Leurs extrémités sont parfois écrasées entre les grains de quartz des lits quartzo-phylliteux.

Les grenats (0.5 mm) sont idiomorphes, mais certains sont très fortement corrodés et envahis par le quartz. Ils ponctuent uniformément toute la roche. Il en est de même des granules d'épidote ou de clinozoïsite, largement disséminés.

Les minéraux accessoires sont peu abondants. On note quelques sections idiomorphes de pyrite plus ou moins limonitisée et quelques granules de sphène.

La structure est granolépidoblastique, à tendance grossièrement nématoblastique pour les lits amphiboliques.

Les variations par rapport à ce type sont peu importantes. Je signalerai cependant que la phengite peut disparaître complètement des lits quartzo-phylliteux, comme c'est le cas à Gabbi près de Chialamberto et que l'épidote et le sphène peuvent être plus abondants. Enfin on peut observer sur certains échantillons (Gabbi, Balardo, etc.) le remplacement de quelques plages d'actinote par de la glaucophane: ce remplacement, qui peut se faire soit à partir de la périphérie de la section d'actinote, soit à partir du centre, apparaît comme secondaire; je reviendrai sur cette question lors de l'étude pétrographique des prasinites.

Ces micaschistes à actinote, dont je ne possède pas d'analyse chimique, semblent dériver de schistes argilo-calcaires moins riches en chaux que les calcschistes normaux et sans doute plus magnésiens. On peut se demander pourquoi des faciès sédimentaires somme toute très proches au point de vue de la composition chimique ont engendré des faciès métamorphiques si différents. Un essai d'explication peut être fourni si on considère que ces micaschistes à actinote sont principalement associés aux prasinites ou aux calcschistes voisins des prasinites et sont au contraire inexistants dans les masses supérieures de la nappe des Schistes lustrés. Or j'ai été amené à signaler ci-dessus (p. 52) que stratigraphiquement les prasinites représentent dans la région étudiée la base de la série des Schistes lustrés. Il est donc vraisemblable que l'apparition de l'amphibole est en liaison avec des conditions de profondeur du métamorphisme. De fait, on sait, d'une façon générale, que dans les parties élevées de la zone des Micaschistes supérieurs la calcite n'entre pas en réaction avec les silicates et que plus bas seulement se développe l'actinote (J. Jung et M. Roques [1952], p. 20). Tel est bien le cas dans la série des Schistes lustrés. Je reprendrai ces considérations avec plus de détails dans la conclusion de cette deuxième partie.

d) Les faciès albitiques.

1° *Gneiss albitiques du Charbonnel.*

Je rappellerai tout d'abord que ces gneiss ont une répartition fort analogue à celle des micaschistes à actinote décrits ci-dessus, mais ils sont beaucoup plus fréquents. Ils sont principalement développés, en France, dans les vallées de l'Avérole et de la Lombarde (Massif du Charbonnel), en Italie, dans toute la bande de Schistes lustrés de Locana, depuis l'Ayasse jusqu'aux Stura, et dans la partie septentrionale de l'ensellement du Val de Suse (Bassin des Stura).

Ils sont associés soit aux prasinites soit aux calcschistes voisins des prasinites: on peut en déduire, comme précédemment pour les micaschistes à actinote, qu'ils sont principalement développés dans la partie inférieure de la série des Schistes lustrés.

Les gisements de ces lentilles ou lames plus ou moins puissantes de gneiss du Charbonnel sont innombrables dans la région étudiée et, ne pouvant les énumérer, je renvoie à la carte géologique annexée à ce mémoire où seules d'ailleurs les plus importantes ont été notées.

Ces gneiss du Charbonnel sont des roches à grain assez fin, bien litées, plus ou moins phylliteuses. Leur texture est compacte et leur teinte en général très claire, ce qui les oppose à la fois aux calcschistes, friables et gris noir, et aux prasinites, compactes mais verdâtres.

Description du faciès-type: gneiss albitique à phengite.

En dehors des variations des teneurs en albite et en calcite dont je reparlerai plus loin, la composition minéralogique des gneiss du Charbonnel est fort constante, surtout si on examine des échantillons prélevés dans la partie moyenne des lentilles ou des lames.

Tel est le cas de la roche que je vais décrire maintenant comme type du faciès et qui provient de la grande lame de gneiss albitiques qui s'étend sur près de 5 km à la partie inférieure des versants nord et est du massif du Charbonnel et qui atteint son épaisseur maxima, soit environ 400 m, au Sud d'Avérole.

La texture de la roche est franchemen gneissique. Sa composition minéralogique est la suivante (volumes p. cent):

quartz	36
albite	33
phengite (chlorite)	18,5
épidote, zoïsite	8,5
accessoires	4

Au microscope, on note en premier lieu l'absence de lits quartzeux individualisés. Le quartz, à extinction onduleuse, forme localement de petites traînées de grains dentelliformes, mais la majeure partie des granules de quartz est incluse dans l'albite.

L'albite se présente sous forme de phénoblastes xénomorphes qui affectent fréquemment une forme générale globuleuse mais qui peuvent présenter aussi des contours très irréguliers du genre amiboïde; dans ce dernier cas l'albite semble envahir toute la surface disponible, diffusant à travers tous les autres minéraux qu'elle finit par mouler, à la façon d'une tache d'huile qui imbiberait une trame perméable préexistante. Ces phénoblastes ne dépassent que rarement 1 à 2 mm de dimension maxima. Ils sont jointifs et constituent des sortes de lits parallèles à la schistosité cristallophyllienne mais alternativement renflés et rétrécis (Fig. 14). Cette albite est parfois maclée (albite ou Carlsbad) mais le plus souvent dépourvue de macles. Dans ce cas la détermination à la platine théodolite a été faite grâce aux clivages. De nombreuses mesures donnent un pourcentage d'anorthite compris entre 0 et 2 %; + 2V = 72° ±.

Ces phénomènes d'albite incluent pœcilitiquement de nombreux fragments de tous les autres minéraux de la roche et en particulier des granules de quartz, d'épidote et des paillettes de phengiteet de chlorite.

Ces deux derniers minéraux forment des lits très minces, repoussés par les lits albitiques quand ils ne sont pas englobés par eux. La phengite présente un angle d'axes variant entre 0 et — 8°; la chlorite, groupée en nids, est en quantité infime: il s'agit de pennine. Très fréquemment les lamelles de phengite sont dérangées par les phénoblastes d'albite de leur orientation primitive et elles peuvent se présenter perpendiculairement à la schistosité de la roche; dans ce cas, leur extrémité est emprisonnée dans un phénoblaste d'albite.

Parmi les minéraux accessoires, on note des grenats qui sont constamment étirés, brisés et cicatrisés par de l'albite. Les granules d'épidote ou de zoïsite sont disséminés dans toute la roche et en majeure partie inclus dans les phénoblastes d'albite. Le zircon, la calcite, la pyrite, l'ilménite existent en quantités minimes ainsi que l'apatite. Ce dernier minéral présente les caractères optiques de l'apatite banale (nm = 1,63; ng — np = 0,003) mais il est constamment biaxe avec un angle d'axes petit (+ 2E = 21°). Il se présente en globules arrondis submicroscopiques. Je n'ai observé ce minéral que dans les gneiss du Charbonnel.

La structure est granolépidoblastique à tendance porphyroblastique. En outre l'ensemble de la roche montre des traces nettes de cataclase légère. Il est important de noter que l'albite est toujours indemne de cataclase et que sa cristallisation est donc postcinématique.

FIG. 14. — MICROGRAPHIE DE GNEISS ALBITIQUE DU CHARBONNEL (MASSIF DU CHARBONNEL)

Albite, maclée ou non, en phénoblastes globuleux à contours nets ou en « tache d'huile » (en haut et à gauche du dessin); Ep = épidote, Ab = albite, Q = quartz, Ph = phengite, Chlor = chlorite.

Au total, l'examen en lame mince montre que l'albite a été en quelque sorte « surimposée » à une roche-trame antérieurement cataclasée et qui devait être originellement un micaschiste. Génétiquement, le gneiss albitique étudié mériterait le nom de « micaschiste albitisé » (14). Ces conclusions peuvent être appliquées à tous les gisements de gneiss albitiques de la région.

Les variations par rapport au type décrit ci-dessus sont peu importantes si on excepte la plus ou moins grande abondance d'albite. Je signalerai cependant que dans l'immense majorité des cas il n'existe pas de calcite, même à l'état de traces, dans les gneiss du Charbonnel lorsque l'échantillon est prélevé dans la zone moyenne du gisement. La chlorite peut exister en plus ou moins grande abondance sans jamais égaler cependant la quantité de phengite qui est à peu près constante: la roche prend alors une teinte verdâtre et ressemble beaucoup à certaines « prasinites gneissiques » que j'étudierai plus loin. Le grenat peut faire complètement défaut, de même que l'épidote. Ces variations secondaires de la composition minéralogique peuvent coexister dans un même gisement: c'est ainsi qu'un échantillon prélevé le long du ruisseau du Charbonnel, vers l'extrémité occidentale de la grande lame de gneiss étudiée ci-dessus, se montre uniquement constitué de quartz, d'albite, de phengite et d'un peu de chlorite. Il me reste enfin à signaler que le pourcentage d'anorthite dans l'albite peut varier, suivant les échantillons étudiés, entre 0 et 8 % avec une prédominance nettement marquée pour les valeurs comprises entre 0 et 2 %.

(14) C'est sous cette dénomination que j'avais antérieurement décrit ces roches (R. Michel [1949]).

Description d'un faciès intermédiaire: gneiss albitique à calcite.

La présence de calcite en plus ou moins grande abondance dans les gneiss albitiques du Charbonnel, qui détermine les faciès de gneiss albitiques à calcite, ne doit pas être considérée comme une variation occasionnelle et sans importance. Ces faciès sont en effet à peu près constants au toit et au mur des lentilles ou des lames de gneiss albitiques incluses dans les calcschistes. Ils établissent donc le passage entre les calcschistes encaissants et les gneiss du Charbonnel typiques.

Je décrirai, comme exemple de ces « faciès intermédiaires », un échantillon prélevé à la base de la petite lentille de gneiss du Charbonnel du Pont de la Neige (Route de l'Iseran). Cette lentille est incluse dans des calcschistes très riches en calcite que j'ai étudiés plus haut sous le nom de marbres phylliteux (Voir p. 66).

La composition minéralogique de cette roche est la suivante (volumes p. cent):

albite	42,5
quartz	29,5
phengite	15,5
chlorite	7
calcite	3,5
minerais	2

L'allure générale est celle des gneiss précédemment décrits. On note cependant une première différence importante: les lits quartzeux ne sont pas complètement « dissous » dans l'albite comme dans le cas précédent et on peut parler cette fois de lits quartzo-albitiques, car le quartz, finement recristallisé et à extinction onduleuse, forme une sorte de trame séparant les phénoblastes d'albite (An_{0-2}) qui ne sont donc plus jointifs. La structure de ces lits quartzo-albitiques est donc typiquement en cloison. L'albite inclut toujours pœcilitiquement des débris de tous les autres minéraux de la roche.

La seconde différence réside dans la présence de calcite qui, quoique en quantité faible par rapport au quartz, à l'albite et aux phyllites, doit être considérée comme l'un des éléments principaux du mélange. Cette calcite est en majeure partie à l'état de minuscules granules xénomorphes inclus dans l'albite. Mais elle forme aussi des sortes de traînées parallèles à la schistosité cristallophyllienne, comprimées et moulées par les lits quartzo-albitiques et constituées par des plages d'assez grande taille (0,2 mm) où les macles b^1, lorsqu'elles existent, sont nettement tordues (Fig. 15): les traces de cataclase, ainsi exprimées, sont antérieures à la cristallisation de l'albite. L'analyse chimique n° 5 (Voir ci-dessous) montre que toute la chaux contenue dans la roche est à l'état de carbonate, alors que pratiquement toute la magnésie est combinée aux silicates.

La structure est granolépidoblastique, en cloison dans les lits quartzo-albitiques.

L'étude en lames minces démontre que la teneur en calcite augmente progressivement au-dessus et au-dessous des gneiss albitiques quand on s'éloigne vers les marbres phylliteux encaissants.

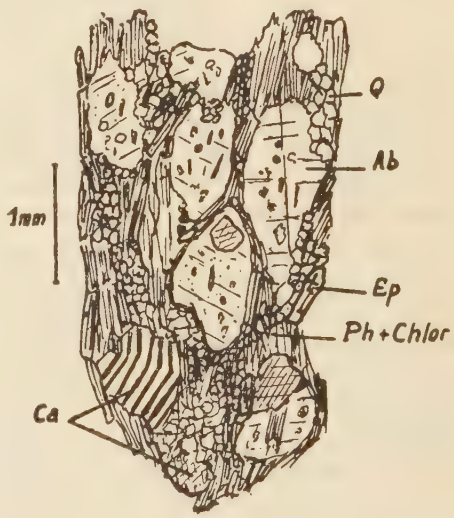


FIG. 15. — MICROGRAPHIE DE GNEISS ALBITIQUE DU CHARBONNEL A CALCITE (PONT DE LA NEIGE, ROUTE DE L'ISERAN).

Phénoblastes d'albite isolés dans une trame quartzo-phylliteuse: structure en cloison. Ep = épidote, Ab = albite, Q = quartz, Ca = calcite, Ph = phengite, Chlor = chlorite.

Composition chimique des gneiss albitiques du Charbonnel.

Je donne ci-dessous l'analyse chimique des deux roches précédemment étudiées.

ANALYSE N° 4: *Gneiss albitique du Charbonnel.* Versant nord est du Charbonnel. An. nouv.: C. Rouger (Clermont, 1952).

ANALYSE N° 5: *Gneiss albitique du Charbonnel, type calcifère.* Pont de la Neige, route de l'Iseran. An. nouv.: C. Rouger (Clermont, 1952).

ANALYSE A: analyse n° 1 (*Calcschiste à phengite,* p. 64) recalculée.

ANALYSE B: analyse n° 2 (*Marbre phylliteux,* p. 67) recalculée.

	AN. N° 4	AN. A	AN. N° 5	AN. B
SiO^2	71,54	70,3	67,49	63,9
Al^2O^3	15,37	14,4	14,85	14,5
Fe^2O^3	1,54	0,8	1,11	1,1
FeO	0,26	0,7	1,67	0,8
MgO	0,81	4,0	1,74(15)	8,4
CaO	2,36	2,3	2,75(16)	2,7
Na^2O	3,65	0,8	4,76	1,1
K^2O	2,24	2,3	1,80	2,6
TiO^2	0,07	0,8	0,25	0,1
P^2O^5	0,19	0,1	0,06	0,6
MnO	0,05	traces	traces	0,1
CO^2	—	—	2,41	—
H^2O+	1,55	3,3	0,57	3,8
H^2O-	0,06	0,2	0,00	0,3
Total	99,69	100,0	99,46	100,0

Si on excepte la teneur en soude, plus grande dans le cas du gneiss albitique du Pont de la Neige (Analyse n° 5), et le fait que dans cette même roche toute la chaux est à l'état de carbonate alors que dans le gneiss du versant nord est du Charbonnel (Analyse n° 4) elle est pratiquement toute combinée aux silicates, les compositions chimiques globales des deux gneiss albitiques étudiés sont très proches l'une de l'autre.

Il était difficile de comparer ces analyses à celles des calcschistes encaissants, puisque l'étude pétrographique enseigne que le passage du calcschiste au gneiss albitique se fait grâce à un apport de soude et à un départ de chaux. Pour rendre cette comparaison à la fois possible et fructueuse, j'ai recalculé les analyses n° 1 (Calcschiste à phengite, p. 64) et n° 2 (Marbre phylliteux (17), p. 67) en laissant subsister seulement la quantité de chaux suffisante pour retomber sur les valeurs correspondantes des analyses n° 4 et n° 5. J'ai obtenu ainsi les analyses A et B qui sont très proches respectivement des analyses n° 4 et n° 5, sauf pour Na^2O, MgO et H^2O+. On notera à ce sujet que:

— les teneurs des principaux éléments (SiO^2, Al^2O^3, etc...) ne semblent pas avoir beaucoup varié au cours de la transformation.

(15) Dont 0,06 % soluble dans HCl 1/3.
(16) Dont 2,75 % soluble dans HCl 1/3.
(17) Je rappelle que cette roche provient du Pont de la Neige et qu'elle a été prélevée à quelques mètres du gneiss du Charbonnel de l'analyse n° 5.

— les valeurs de Na^2O sont nettement inférieures dans les deux analyses recalculées, ce qui achève de démontrer que, pour passer d'un calcschiste banal à un gneiss albitique, il ne suffit pas d'enlever de la chaux, mais qu'il faut encore ajouter de la soude.

— les valeurs de MgO et de H^2O+ sont nettement supérieures, et ceci dans les deux cas, pour les analyses recalculées. Il semble donc que la transformation des calcschistes en gneiss albitiques s'est effectuée avec un départ important de magnésie et d'eau de constitution ou de CO^2.

Si l'avant-dernière remarque — à savoir que l'albitisation est due à un apport de soude accompagné d'un départ de chaux — est absolument conforme aux résultats obtenus par l'étude purement pétrographique et que j'avais d'ailleurs annoncés (R. Michel [1949]) bien avant de connaître la composition chimique des roches étudiées, la dernière remarque est plus difficile à vérifier du point de vue pétrographique et je ne possède aucun élément susceptible de l'étayer. Enfin, on peut se poser la question de savoir où ont migré les éléments disparus (Ca, Mg, etc...): il est bien difficile de rechercher des concentrations de ces éléments dans les roches superposées aux gneiss du Charbonnel car elles sont, de par leur nature originelle, plus ou moins riches en calcite et en dolomite (calcschistes, marbres phylliteux, marbres dolomitiques, etc...); peut-être faudrait-il voir dans ces migrations la cause de l'enrichissement en MgO et en CaO que présentent les prasinites qui, on le sait, sont fréquemment associées aux gneiss du Charbonnel et aux calcschistes.

Conclusion.

L'étude pétrographique qui précède montre que le passage des calcschistes normaux aux gneiss albitiques du Charbonnel est progressif et témoigne d'un processus d'albitisation secondaire accompagné notamment d'une importante décalcification.

Je me suis attaché à décrire ci-dessus la transformation des calcschistes, mais l'albitisation peut aussi affecter, avec les mêmes caractères, les autres faciès du complexe des Schistes lustrés. Elle est en particulier très bien développée dans certains niveaux des micaschistes à phengite et chlorite, comme c'est le cas dans la lame de gneiss albitiques des Lacs d'Andagne au Sud de Bonneval. Il est évident que dans de telles conditions, les phénomènes de décalcification mis en évidence plus haut n'existent pas, la roche-trame ne comportant pas originellement de carbonates.

De même, l'albitisation peut affecter les intercalations de micaschistes à actinote ou à chlorite, comme c'est le cas, par exemple, à l'extrémité sud de la lame de gneiss albitiques d'Andagne. Le phénomène conduit alors à des gneiss albitiques de teinte verdâtre qui, dans la nomenclature de V. Novarese [1894 a] doivent être appelés respectivement des « prasinites gneissiques » et des « ovardites gneissiques ». Je reprendrai ci-après l'étude de ces roches car, de toute évidence, elles constituent un faciès de passage aux prasinites proprement dites.

Dans tous les cas, les gneiss albitiques présentent des traces nettes de cataclase, permettant de constater l'existence d'une phase de mylonitisation légère antérieure à la cristallisation de l'albite qui moule des débris pouvant appartenir à tous les autres minéraux de la roche.

Toutes ces observations conduisent à penser qu'un apport sodique, probablement de nature hydrothermal, s'est fixé électivement dans les niveaux de la série des Schistes lustrés, rendus au préalable perméables par la cataclase. Cette métasomatose sodique apparaît donc comme essentiellement tardive dans l'histoire métamorphique de la série des Schistes lustrés et elle semble nettement post-tectonique.

Quoi qu'il en soit, l'étude pétrographique des gneiss du Charbonnel achève, à la suite de l'étude géologique, de montrer qu'il s'agit de calcschistes ou de micaschistes plus ou moins albitisés, normalement intercalés dans la série des Schistes lustrés, et non d'écailles tectoniques arrachées au noyau antétriasique de la nappe de la Dent-Blanche comme on l'avait soutenu précédemment.

2° *Prasinites.*

Je rappellerai tout d'abord que l'étude géologique de la répartition des prasinites permet de montrer, dans la région étudiée, d'une part qu'elles représentent stratigraphiquement la partie inférieure de la série des Schistes lustrés et d'autre part qu'elles passent latéralement, par intrications des faciès, aux calcschistes normaux ou albitisés (gneiss du Charbonnel). Ces derniers sont d'ailleurs soit associés aux prasinites, soit intercalés dans des calcschistes voisins des grandes masses prasinitiques.

D'un autre côté l'examen de la carte géologique permet de se rendre compte qu'il n'y a aucun lien entre les prasinites d'une part et les massifs de péridotites ou pyroxénites, plus ou moins transformées en serpentines (roches vertes, *s. tr.*), d'autre part.

Ces trois observations,

— passage latéral du faciès des calcschistes aux prasinites,
— association des deux faciès albitiques (gneiss du Charbonnel et prasinites),
— indépendance des prasinites par rapport aux roches vertes proprement dites,

sont bien faites pour introduire le doute sur le bien-fondé de l'opinion actuellement en cours, je dirai presque « officielle », de l'origine ortho des prasinites.

V. Novarese [1894 a] et surtout S. Franchi [1894, 1896] ont décrit en détail des passages indiscutables de roches prasinitiques à des gabbros, diorites et diabases. Dans ces cas bien définis, il est remarquable de constater que les prasinites constituent seulement des faciès de bordure et non des masses considérables comme celles de la région étudiée. Je décrirai d'ailleurs moi-même au paragraphe suivant des faciès prasinitiques au contact de gabbros, mais il s'agit d'une auréole de diffusion de très faibles dimensions produite dans des schistes lustrés dont l'origine sédimentaire ne fait aucun doute.

V. Novarese [1894 a, p. 172] dans la fameuse note où il a codifié la classification des roches vertes (*s. l.*), a lui-même pris toutes les précautions nécessaires pour qu'on ne généralise pas des conclusions isolées ou locales. Qu'on en juge par la citation suivante, dont on voudra bien excuser la longueur en raison de son importance:

« Toutes les fois qu'une roche, même de type prasinitique, a été trouvée en relation génétique avec un des trois types de roches éruptives ci-dessus (diorite, euphotide, diabase), elle a été classée parmi les épigénèses de ces roches, tandis que les noms de prasinites, d'amphibolites ou autres, ont été donnés aux masses dont on n'a pas trouvé le moyen d'établir la provenance.

« Et ceci pour plusieurs raisons. La première réside dans l'énumération que nous avons faite ci-dessus des divers types: certaines roches prasinitiques dérivent selon toute probabilité seulement de roches éruptives déterminées; ainsi les prasinites épidotiques et les zoïsitites proviennent des euphotides; d'autres, comme les prasinites ordinaires, les amphibolites feldspathiques à zoïsite, semblent pouvoir provenir aussi bien d'euphotides que de diabases ou de diorites, ou probablement encore des tufs de certaines de ces roches. Mais on manque encore jusqu'à présent de critères pour décider dans chaque cas concret à quel type primitif doit être attribuée la roche secondaire; il est donc raisonnable d'employer une dénomination objective qui indique la composition et la structure de la roche sans remonter à l'origine, qui peut être douteuse.

« Mais une autre raison, bien plus grave que la précédente, conduit à user de la plus grande réserve dans le diagnostic de la nature primitive des roches prasinitiques quand elles ne sont pas en rapports nets avec des roches éruptives. Il est bien établi en effet qu'il existe des relations et des passages entre les roches prasinitiques et les autres types de roches qui les accompagnent ou qui les renferment, c'est-à-dire les gneiss, les micaschistes, les calcschistes et les phyllades.

« Entre les roches prasinitiques à quartz, les gneiss prasinitiques et les gneiss minuti, l'Ingénieur Stella [1894] a décrit une série de termes intermédiaires, en particulier des gneiss minuti amphiboliques et ovarditiques, alors que les gneiss épidotiques sont assez rares et d'importance secondaire: sur l'origine de tels gneiss on manque encore d'informations et on n'a aucun argument sûr pour les considérer comme provenant plutôt d'une roche éruptive que d'une roche sédimentaire ou d'un tuf (18). On peut en dire autant des micaschistes, qui présentent avec les roches prasinitiques des rapports encore plus complexes. Des micaschistes à épidote, très diffus, sont en rapport avec des micaschistes ordinaires, avec des prasinites épidotiques plus ou moins micacées... Enfin, les calcschistes eux-mêmes, et les phyllades, sur l'origine sédimentaire desquels on peut dire que tous les géologues sont d'accord, présentent d'étroites relations avec certains types de roches vertes qu'on ne rencontre que dans ces formations: telles sont par exemple les ovardites très riches en chlorite, jusqu'à devenir des chloritoschistes feldspathiques, et les zoïsitites à fuchsite. Ces roches en s'enrichissant en éléments micacés, en quartz et en calcite, passent insensiblement aux calcschistes et aux phyllades dont la chlorite est un élément constant.

« En présence de ces faits, les géologues du Service Géologique ont cru opportun d'éviter les généralisations commodes grâce auxquelles la totalité ou une grande partie des roches du groupe des prasinites sont sans autre forme de procès attribuées à des diorites, euphotides, diabases ou à leurs tufs, et ils ont distingué toutes les masses rocheuses dont l'attribution à des types éruptifs ou sédimentaires pouvait donner lieu à des doutes. »

On a malheureusement oublié par la suite cette prudente mise en garde de V. Novarese. Des études pétrochimiques, par ailleurs excellentes et basées sur de nombreuses analyses chimiques, mais dont les auteurs ont négligé le fait pourtant capital que l'albite de la plupart des prasinites est secondaire comme celle des gneiss du Charbonnel et des gneiss minuti, ont conduit certains pétrographes à considérer comme une vérité première l'origine éruptive de toutes les prasinites. Finalement C. Burri et P. Niggli (19) ont établi en 1945 une classification des ophiolites inspirée rigidement de ce principe.

Malgré quelques avertissements venus d'Italie (par exemple: F. Ippolito [1950]) ou même de Suisse (par exemple: I. Pardova et J.-M. Vallet [1949]), oser parler aujourd'hui d'une éventuelle origine sédimentaire pour les prasinites devient une atteinte au dogme. Témoin cette remarque de P. Niggli (20) adressée à R. Perrin et M. Roubault (21), qui avaient émis l'hypothèse que certaines ophiolites pourraient bien être d'origine sédimentaire: « Uber die Gültigkeit der neuen Hypothesen über Tektonik und Metamorphismus in den Alpen sei das Urteil denjenigen überlassen, die im Alpengebiet bis in Einzelheiten kartographisch, geologisch-tektonisch, petrochemisch und mikroskopisch gearbeitet haben. Sie werden auch beurteilen können, ob das Studium der alpinen Ophiolithe und Serpentine « die Möglichkeit bestätigt », diese seien nichts anderes als metamorphe Sedimente. »

---

(18) V. Novarese parle ici des micaschistes amphiboliques, amphibolites, etc..., associés aux gneiss minuti de la série du massif de Sesia-Lanzo, car à l'époque où il écrivait, ces formations et ce que nous appelons aujourd'hui les Schistes lustrés, étaient englobés dans la seule « zone des roches vertes » de B. Gastaldi et attribués à l'Archéen. De toutes façons, je montrerai que tous ces faciès sont d'origine sédimentaire (Voir 3e partie, groupe des gneiss minuti et groupe de Cuorgnè).

(19) C.Burri et P. Niggli (1945): Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. Bd. I: Die Ophiolithe, p. 105-134.

(20) P. Niggli (1951): Bemerkungen zur Arbeit von R. Perrin und M. Roubault: Les idées nouvelles..., *B.S.M.P.*, 31, p. 578.

(21) R. Perrin et M. Roubault (1951): Les idées nouvelles en pétrographie et l'étude du métamorphisme alpin. *Ibid.*, 31, p. 553-577.

En dépit de ce curieux état d'esprit, je me propose de montrer dans l'étude pétrographique qui va suivre que la majeure partie des prasinites de la région étudiée est bien d'origine sédimentaire.

Description des faciès-types.

Prasinites normales. — Je désigne sous ce nom les prasinites banales, largement répandues dans la région et caractérisées par la présence en quantités à peu près égales d'amphibole, de chlorite et de minéraux du groupe de l'épidote. Le volume total de ces minéraux colorés est très variable car il dépend des fluctuations du volume d'albite qui peut osciller, suivant les échantillons, entre 20 et 70 % du volume total de la roche. Il est important de noter que ces variations de la teneur en albite sont innombrables, dans le sens vertical comme dans le sens horizontal, dans un même gisement de prasinites.

Je décrirai, comme exemple, un échantillon provenant du versant droit de la vallée d'Avérole, à 0,500 km en ligne droite à l'Est des chalets d'Entre-deux Ris (cote 2455).

La texture est nettement feuilletée mais compacte dans l'ensemble. Le grain est relativement fin. La teinte dominante est le vert grisâtre-jaunâtre.

La composition minéralogique est la suivante (volumes p. cent):

albite	42
actinote (trémolite)	20
épidote	17
chlorite (phengite)	16
accessoires	5

L'albite (An_{0-4}) forme des phénoblastes à contours globuleux, séparés par une mince trame lépidoblastique constituée principalement par les phyllites et l'amphibole. Ces phénoblastes incluent poecilitiquement des granules d'épidote et de clinozoïsite, des paillettes de chlorite et de phengite, ainsi que de grandes lames d'actinote ou, plus rarement, de trémolite; souvent ces lames d'amphibole sont seulement incluses par l'une de leurs extrémités (Fig. 16).

Les lits phylliteux peuvent épouser les contours des phénoblastes d'albite et ils décrivent alors un trajet flexueux; ou bien ils traversent sans discontinuité les phénoblastes d'albite. Ces lits phylliteux sont principalement constitués par une chlorite vert pâle en lumière naturelle et présentant en lumière analysée des teintes cuivrées; on y trouve aussi de grandes lames allongées et effilochées d'actinote et de trémolite; la phengite est en quantité minime.

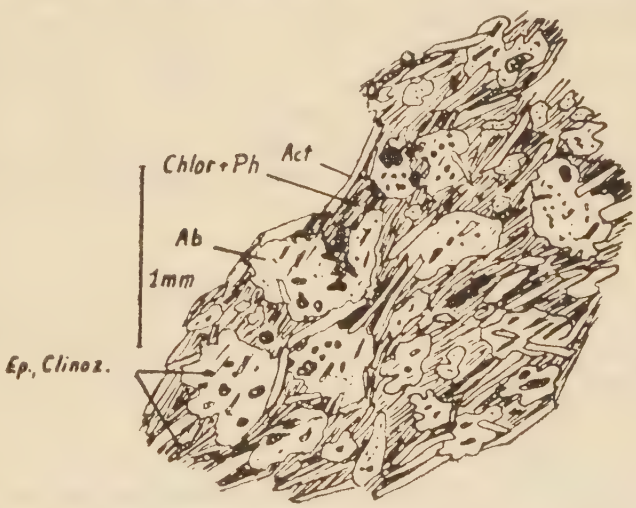


FIG. 16. — MICROGRAPHIE DE PRASINITE NORMALE (VALLÉE D'AVÉROLE)

Ep = épidote, Ab = albite, Act = actinote, Clinoz = clinozoïsite, Chlor = chlorite, Ph = phengite.

Le quartz existe en petits granules dispersés dans la trame phylliteuse et amphibolique : il est peu abondant et peut être classé parmi les minéraux accessoires, avec la calcite, l'ilménite, et le sphène.

La structure est microporphyroblastique à trame lépidoblastique.

L'ensemble donne au microscope l'impression d'avoir subi une cataclase assez prononcée avant l'envahissement par l'albite. Par contre cette dernière ne présente jamais

de traces de déformations mécaniques; comme pour les gneiss albitiques du Charbonnel, on doit considérer qu'elle est nettement post-tectonique et que sa cristallisation représente un stade relativement tardif dans la genèse de la roche.

Prasinites amphiboliques. — Les prasinites où l'actinote et la trémolite viennent en tête parmi les minéraux colorés, sont représentées un peu partout dans la région, en intercalations parfois récurrentes dans les prasinites normales. Cependant elles sont particulièrement bien développées sur la bordure orientale de la grande masse prasinitique du bassin des Stura, depuis Viù au Sud jusqu'au Monte Bellavarda au Nord. De même on les retrouve assez fréquemment sur les bordures nord ouest et nord du Grand Paradis; dans cette dernière région, G.B. Dal Piaz [1928 c] a décrit de nombreux types de prasinites amphiboliques dans le massif de la Grivola.

La structure et la texture de ces roches sont identiques à celles des prasinites normales décrites ci-dessus. Les prasinites amphiboliques diffèrent seulement de ces dernières par l'absence presque complète de la chlorite et par le grand développement que prend l'amphibole, principalement représentée par l'actinote et dont le volume peut atteindre 40 % du volume total de la roche. La phengite y est en général plus abondante que dans les prasinites normales. Enfin dans quelques cas (par exemple en amont de Balme dans la vallée de la Stura di Vallegrande) on note la présence dans les lits amphiboliques de quelques plages de glaucophane à polychroïsme très faible; l'amphibole sodique pseudomorphose l'actinote avec expulsion de granules submicroscopiques opaques (produits ferro-titanés?) groupés au centre du cristal autour du noyau résiduel d'actinote. Il s'agit là d'une véritable glaucophanisation, identique à celle que je décrirai plus en détail lors de l'étude des micaschistes à glaucophane de Cuorgnè (3e partie); il est intéressant de noter que cette transformation est antérieure à l'imbibition albitique, car les phénoblastes d'albite moulent les pseudomorphoses d'actinote en glaucophane.

Je signalerai enfin que dans la région orientale de la masse prasinitique des Stura, on peut constater facilement sur n'importe quelle coupe, par exemple entre Ala et Ceres, entre Chialamberto et Cantoira, que les prasinites amphiboliques forment des bandes de puissance réduite (quelques mètres à quelques dizaines de mètres) alternant avec des micaschistes à actinote, épidote et phengite, plus ou moins albitisés, que je décrirai plus loin dans l'étude des faciès intermédiaires. Il existe toujours un passage graduel entre ces divers horizons.

Prasinites épidotiques. — Dans la région étudiée, ce type de prasinites semble le moins répandu. G.B. Dal Piaz (*op. cit.*) en a décrit dans le massif de la Grivola. J'en ai rencontré aussi, en intercalations peu puissantes dans les masses de prasinites normales, dans la région du massif du Charbonnel.

Je décrirai un échantillon provenant de la partie médiane du versant est de la Pointe de Charbonnel (cote 3040).

La texture est litée avec des alternances de lits minces verdâtres et jaunes-verdâtres. Au microscope ce litage apparaît assez mal. La composition minéralogique est la suivante (volumes p. cent):

albite	40
épidote, clinozoïsite	36
chlorite (phengite)	11
calcite	8
accessoires	5

L'albite (An_{0-5}) forme le fond de la roche qu'elle imbibe littéralement en « taches d'huile ». Elle contient de nombreuses inclusions de calcite, épidote et clinozoïsite.

Ces deux derniers minéraux sont en outre éparpillés, avec des plages de calcite, dans des zones plus ou moins discontinues constituées par un feutrage de chlorite et, accessoirement, de phengite. La chorite présente, en lumière analysée, des teintes bleuâtres-violacées. Quelques phénoblastes globuleux d'albite écartent çà et là les enchevêtrements phylliteux.

Parmi les minéraux accessoires, le quartz, en petits granules, le sphène, en petits agrégats, sont relativement abondants.

Prasinites chloriteuses (ovardites). — Je n'ai pas repris l'étude pétrographique des ovardites typiques décrites par Struver dans le massif de la Torre d'Ovarda. En dehors de cette région, les vraies ovardites sont, dans la région étudiée, des roches assez rares et il est plus fréquent de rencontrer des prasinites chloriteuses à épidote et actinote.

Tel est le cas de l'échantillon que je décrirai à titre d'exemple et qui provient du versant est de l'Ouille Mouta, sur la rive gauche de la vallée de la Lombarde.

La roche est à grain fin, assez mal litée; la teinte générale est vert foncé. La composition minéralogique est la suivante (volumes p. cent):

albite	35
chlorite	25
épidote, clinozoïsite, zoïsite	18
actinote	9
quartz	5,5
accessoires	7,5

L'albite (An_0) est sous forme de phénoblastes globuleux non jointifs, contenant principalement des plages effilochées d'actinote et des fragments de tous les autres minéraux de la roche.

Ces phénoblastes sont séparés par une trame vaguement orientée, constituée par de la chlorite (violacée en lumière analysée) et par des prismes hypidiomorphes, plus ou moins rangés en files, d'épidote (légèrement polychroïque dans les tons jaunes), de clinozoïsite et de zoïsite. Les granules de quartz sont relativement fréquents dans cette trame, ainsi que des plages informes de calcite et de dolomite (la présence de ce dernier minéral est révélée par l'analyse chimique n° 8).

Parmi les minéraux accessoires, la phengite est prédominante; viennent ensuite le rutile, l'hématite et l'apatite.

Cette roche passe latéralement à des prasinites normales beaucoup mieux litées avec strates de 0,75 cm d'épaisseur moyenne, alternativement blanches (principalement albitiques) et verdâtres (formées de chlorite, épidote et actinote en quantités à peu près équivalentes).

Toutes les prasinites précédemment décrites ont en commun les deux points suivants:

1 — l'albite est nettement secondaire et se présente avec le même habitus que dans les gneiss albitiques du Charbonnel.

2 — les autres minéraux montrent fréquemment, comme dans les gneiss du Charbonnel, des traces de cataclase antérieure à la cristallisation de l'albite. Il est intéressant de noter que ces traces de cataclase sont surtout nettes dans les gisements de faibles dimensions isolés dans les calcschistes, alors qu'elles disparaissent à peu près complètement dans les grandes masses prasinitiques.

Ces observations conduisent à adopter pour les prasinites des conclusions analogues à celles auxquelles je suis parvenu pour les gneiss albitiques du Charbonnel: les prasinites ont été albitisées sous l'influence d'un apport métasomatique de nature sodique qui apparaît comme tardif.

Les faciès intermédiaires.

Je me propose maintenant d'étudier un certain nombre de roches que je grouperai sous le nom de faciès intermédiaires parce qu'elles représentent les termes de passage entre les prasinites et certaines assises de la série des Schistes lustrés. Leur étude est importante car elle permet de connaître les faciès originels, non albitisés.

Ces faciès intermédiaires sont innombrables et extrêmement variés dans leur composition minéralogique. Il ne saurait être question de les décrire tous et je me contenterai d'étudier quelques cas typiques.

Passage des micaschistes amphiboliques aux prasinites amphiboliques (*Prasinites gneissiques et gneiss prasinitiques*). — Je résumerai les observations que l'on peut faire au Nord des chalets d'Andagne, à la base du versant ouest de la Pointe d'Andagne.

Les gneiss albitiques du Charbonnel, qui forment la grande lame gneissique des Lacs d'Andagne, passent progressivement vers le bas et vers le haut à des micaschistes à phengite et chlorite, localement à grenat, auxquels font suite des calcschistes normaux. Toutefois au Nord des chalets d'Andagne, on peut constater que les micaschistes à phengite et chlorite du toit de la lame de gneiss albitiques sont surmontés, non par des calcschistes, mais par des micaschistes à actinote épais d'une dizaine de mètres et analogues à ceux que j'ai décrits précédemment (p. 70); au-dessus vient une lentille de taille relativement faible de prasinites amphiboliques.

Le passage entre ces prasinites et les micaschistes à actinote sous-jacents se fait par l'intermédiaire de roches hybrides, qui ne sont plus des micaschistes car elles contiennent de l'albite et qui ne sont pas encore des prasinites car le quartz y est trop abondant et l'albite en trop faible quantité (10 % du volume total de la roche). On a coutume, dans les Alpes occidentales, de désigner de telles roches sous le nom de *gneiss prasinitiques,* alors que le terme de gneiss albitiques à actinote serait plus rigoureux. Si on détaille la coupe à l'aide de lames minces, on constate que ces gneiss prasinitiques s'appauvrissent graduellement en quartz en même temps qu'il s'enrichissent en albite: on passe alors par le stade des « *prasinites gneissiques* », nom sous lequel on désigne des prasinites relativement riches en quartz (plus de 10 % du total du volume total de la roche). Finalement, on arrive aux prasinites amphiboliques typiques, pauvres en quartz.

Cette succession, assez rapide puisqu'elle s'étage sur une cinquantaine de mètres, constitue un exemple particulièrement net des transitions qui marquent insensiblement le passage entre les micaschistes à actinote et les prasinites amphiboliques par développement de l'albite secondaire et diminution de la teneur en quartz.

Les cas identiques sont innombrables dans la région étudiée et particulièrement dans la zone orientale de la grande masse prasinitique des Stura où toutes les coupes montrent, ainsi que je l'ai signalé plus haut, des alternances nombreuses et de fines récurrences entre les prasinites amphiboliques, les prasinites gneissiques, les gneiss prasinitiques et les micaschistes à actinote.

Il est impossible de ne pas conclure, à la suite de ces observations, à l'albitisation, progressive dans l'ensemble mais présentant dans le détail des intensités variables, d'une série constituée par des micaschistes à actinote passant localement à des amphiboloschistes pauvres en quartz, dont personne ne peut contester l'origine sédimentaire.

Passage des chloritoschistes aux prasinites chloriteuses. — La description du phénomène m'obligerait à répéter terme pour terme, sous réserve de remplacer « actinote » par « chlorite », les lignes ci-dessus.

Il me suffira donc de signaler que de tels passages existent mais plus rarement que les précédents en raison même de l'extension moindre des faciès chloriteux.

Par contre il me semble utile d'exposer quelques particularités que j'ai observées lors de l'étude d'une coupe montrant ces faciès intermédiaires, dans la paroi nord est de l'Ouille Mouta, à la latitude du lieu dit « Cabane des Bergers ».

Dans la partie médiane de la lentille de prasinites chloriteuses à actinote dont j'ai décrit précédemment un échantillon (p. 81), on constate de fréquentes intercalations de roches curieuses. Elles sont constituées par des alternances régulières de lits dont l'épaisseur varie entre quelques millimètres et un centimètre. Les uns sont des lits quartzo-phylliteux, vert sombre, formés par de la chlorite, largement prédominante, de la phengite, du quartz et de l'épidote en granules avec quelques rares phénoblastes d'albite. Les autres, leucocrates, sont formés par des phénoblastes d'albite (An_0) globuleux et jointifs, pouvant atteindre localement 2 mm de diamètre. Sur les bords de ces lits albitiques, les phénoblastes incluent poecilitiquement des granules d'épidote et surtout des paillettes de chlorite dont l'orientation est toujours parallèle à la schistosité des lits quartzo-phylliteux. Par endroits, certains de ces lits quartzo-phylliteux peuvent atteindre plusieurs centimètres de largeur et renferment des phénoblastes d'albite de 3 à 4 mm de diamètre.

On a là, à mon avis, un cas typique où l'albite n'a pas imprégné uniformément la trame micaschisteuse originelle, comme c'est le cas le plus fréquent, mais où elle s'est installée lit par lit. Ce processus d'albitisation présente les plus grandes analogies avec celui qui, à partir des micaschistes à deux micas de la série Grand Paradis - Sesia-Lanzo, conduit à des embréchites albitiques rubannées que je décrirai dans la troisième partie de ce mémoire. De tels faits achèvent de démontrer que l'albitisation des prasinites est bien secondaire.

Prasinites saussuritiques. — En constatant le grand nombre d'inclusions de quartz, d'épidote, de zoïsite, de calcite, de séricite, dans les phénoblastes d'albite (dans certaines prasinites le volume de ces inclusions, mesuré à la platine intégratrice, atteint près de 40 % du volume total de l'albite), on pourrait penser qu'il s'agit de la transformation d'un plagioclase plus basique en saussurite ([22]).

De fait, certains gabbros saussuritisés, tels ceux que je décrirai lors de l'étude pétrographique des roches vertes, prennent macroscopiquement l'aspect de prasinites hétérogènes. En réalité, microscopiquement, les plagioclases saussuritisés, bourrés de produits secondaires résiduels, ont un aspect nettement différent de celui des phénoblastes d'albite secondaire des prasinites typiques.

J'ai eu la chance de rencontrer, dans la vallée d'Avérole, près de l'Oratoire du Bec, une roche contenant à la fois de l'albite secondaire et de la saussurite. A l'œil nu, la roche a l'aspect d'une prasinite ordinaire; elle est nettement orientée, peu phylliteuse.

Au microscope, on constate la présence de phénoblastes globuleux d'albite An_0, limpide, parfois maclée suivant la loi de l'albite et contenant des échardes d'actinote, des granules d'épidote, des paillettes de chlorite. Ces phénoblastes ont 0,5 mm de diamètre. Ils sont séparés par une mince trame constituée principalement par de la chlorite et du quartz, accessoirement par de la phengite et de l'actinote en fibrilles. Par endroits, ces lits phylliteux moulent des zones amygdalaires à contours irréguliers, longues de 7 à 8 mm, larges de 3 mm, occupées par une purée saussuritique

(22) Un tel raisonnement a été tenu à maintes reprises. Voir par exemple: J. Schnell [1920].

typique à fond d'albite spongieuse, non limpide, remplie d'innombrables granules submicroscopiques de zoïsite et de paillettes extrêmement ténues de séricite. L'absence de macles et de clivages, la difficulté d'obtenir l'extinction en raison du grand nombre des inclusions, m'ont empêché d'évaluer à la platine théodolite le pourcentage d'anorthite du fond feldspathique: le relief, inférieur à celui du baume de Canada, montre cependant qu'il s'agit d'un plagioclase plus acide que l'oligoclase.

Quelle était originellement la nature de cette roche? Il est difficile de le préciser. Tout ce qu'on peut affirmer c'est qu'elle contenait un plagioclase basique et que, par conséquent, il s'agit très vraisemblablement d'une ancienne roche éruptive. La question n'a d'ailleurs qu'une importance relative et je veux seulement attirer l'attention sur le fait que lorsqu'un plagioclase basique existait originellement dans les roches de la série des Schistes lustrés, ce plagioclase a été transformé par le métamorphisme alpin en saussurite banale, nettement différente de l'albite d'apport. Ces observations montrent, par ailleurs, que les prasinites saussuritiques, dérivant de roches éruptives et qu'on peut appeler *ortho-prasinites* (voir p. 98), sont nettement différentes, microscopiquement, des prasinites communes.

Les faciès à glaucophane.

G.B. Dal Piaz [1928 c] a décrit dans le massif de la Grivola des amphibolites à glaucophane à très faible teneur en albite. Je n'ai pas rencontré de roches similaires dans les autres secteurs de la région étudiée.

Par contre, j'ai recueilli des *prasinites glaucophaniques* qui présentent la plupart des caractères minéralogiques décrits par G.B. Dal Piaz pour les amphibolites à glaucophane, mais qui sont très riches en albite. Ces roches sont d'ailleurs fort rares et je ne les ai observées qu'en deux points. Le premier gisement se situe dans la vallée de l'Arc, sur le versant sud est de l'Ouille Allegra où ces roches se trouvent dans la zone de contact entre les prasinites formant la crête des Pointes du Grand Fond et la bande de gneiss albitiques du Charbonnel qui s'étend jusqu'au Clapier vert; on les retrouve aussi, ainsi que je l'ai signalé plus haut, sur la bordure orientale de la masse prasinitique des Stura, par exemple en amont de Balme (vallée de la Stura di Vallegrande), en minces intercalations dans les prasinites amphiboliques.

Ce sont des roches compactes, gris bleuté, assez mal litées, dont je décrirai la composition minéralogique sur un échantillon provenant de l'Ouille Allegra. La roche est formée de:

albite,
glaucophane, actinote,
chlorite,
grenat,
accessoires: clinozoïsite, épidote, calcite, quartz, phengite,
minerais: sphène, leucoxène.

L'albite (An_0), extrêmement limpide et fréquemment maclée Carlsbad, forme le fond de la roche dont elle moule tous les autres minéraux. Si on fait abstraction de ces derniers, l'albite dessine une sorte de puzzle à éléments fortement engrenés les uns dans les autres. Localement, elle est bourrée de fibres déchiquetées d'actinote.

La chlorite, présentant en lumière analysée des teintes cuivrées, constitue une sorte de trame discontinue et floue séparant par endroits les phénoblastes d'albite. C'est dans cette trame qu'on observe de nombreux granules xénomorphes de clinozoïsite, d'épidote jaunâtre et de calcite.

La glaucophane se présente en grands prismes hypidiomorphes (longueur maxima: 0,8 cm), présentant un angle d'extinction variable (5-25°) et le polychroïsme suivant: np = incolore, nm = bleu lavande très pâle, ng = bleu pâle violacé. Fréquemment ces prismes de glaucophane sont entourés par une bordure irrégulière d'actinote effilochée (Fig. 17). On pourrait penser qu'il s'agit d'une transformation périphérique de la glaucophane en actinote, d'autant que le passage entre les deux minéraux est progressif et se fait par l'intermédiaire d'une amphibole actinolitique bourrée de petits granules submicroscopiques opaques (produits ferro-titanés?) Toutefois d'autres plages permettent de se rendre compte qu'il s'agit du phénomène inverse et que c'est l'actinote qui a été glaucophanisée: en effet certaines sections montrent un noyau résiduel d'actinote passant à la périphérie à de la glaucophane. On est donc en droit de penser que la glaucophanisation a procédé soit à partir de la périphérie, soit à partir du centre du cristal d'actinote. De tels phénomènes de glaucophanisation sont extrêmement bien développés dans les micaschistes à glaucophane du groupe de Cuorgnè (massif de Sesia-Lanzo) et je reprendrai plus loin leur étude détaillée.

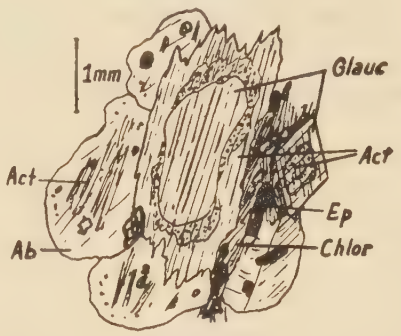


FIG. 17. — GLAUCOPHANISATION DE L'ACTINOTE DANS UNE PRASINITE GLAUCOPHANIQUE (OUILLE ALLÉGRA).

Ab = albite, Act = actinote, Glauc = glaucophane, Ep = épidote, Chlor = chlorite.

Il est important de noter que cette glaucophanisation, qui témoigne d'une imprégnation de l'actinote par un apport sodique avec élimination de produits ferrifères, est antérieure à la cristallisation de l'albite qui moule toutes les plages ainsi transformées.

Il semble que l'apport sodique, dans un premier temps, se soit fixé de façon préférentielle sur l'amphibole en la transformant en glaucophane; puis, ayant perdu cette faculté de substitution, il aurait donné lieu, dans un second temps, à la cristallisation massive de l'albite.

Glaucophanisation et albitisation apparaissent donc comme deux effets différents d'une même cause: la métasomatose sodique. Je me réserve de discuter de façon plus approfondie les modalités de cette métasomatose au cours de l'étude pétrographique de la série cristallophyllienne des massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo, où le problème se pose de manière plus simple: la glaucophanisation et l'albitisation n'y sont pas en effet télescopées comme dans les prasinites glaucophaniques, mais nettement séparées dans l'espace; la glaucophanisation est strictement liée aux faciès des micaschistes amphiboliques et des amphibolites, transformés en micaschistes à glaucophane et en glaucophanites, alors que l'albitisation se cantonne dans les faciès de micaschistes phylliteux, transformés en gneiss albitiques ou gneiss minuti.

Composition chimique et origine des prasinites.

Je donne ci-après plusieurs analyses anciennes et nouvelles de prasinites se rapportant à la région étudiée, ainsi que des analyses recalculées ou de référence qui me seront utiles dans la discussion qui suivra. Les analyses nouvelles se rapportent aux roches qui ont été étudiées ci-dessous.

ANALYSE N° 6: *Prasinite amphibolique*. Col Lauson. An.: G.B. Dal Piaz (G.B. Dal Piaz [1928c]).

ANALYSE N° 7: *Prasinite épidotique à amphibole*. Près de Bocconère Inferiore, massif de la Grivola. An.: G.B. Dal Piaz (G.B. Dal Piaz [1928c]).

Analyse n° 8: *Prasinite chloriteuse à épidote* (*Ovardite à épidote*). Versant est de l'Ouille Mouta, vallée de la Lombarde. An. nouv.: C. Rouger (Clermont, 1951).

Analyse n° 8 bis: analyse n° 8 recalculée.

Analyse n° 3: *Chloritoschiste*. Ouille Mouta. (Analyse citée page 69).

Analyse n° 9: *Prasinite gneissique*. Balme, vallée de la Stura di Vallegrande. An. nouv.: C. Rouger (Clermont, 1952).

Analyse n° 10: *Prasinite à glaucophane*. Versant sud est de l'Ouille Allegra. An. nouv.: C. Rouger (Clermont, 1952).

	An. n° 6	An. n° 7	An. n° 8	An. n° 8bis	An. n° 3	An n° 9	An. n° 10
SiO^2	46,07	48,85	47,50	38,45	35,62	40,69	47,53
Al^2O^3	12,99	17,16	18,79	18,45	18,50	21,71	16,78
Fe^2O^3	6,05	2,96	4,65	6,55	4,25	1,11	5,30
FeO	11,24	4,38	6,30	8,87	9,54	2,45	5,20
MgO	7,01	6,50	5,92(23)	8,36	15,73	9,55(24)	7,30(25)
CaO	6,98	11,96	7,68(23)	10,81	5,28	17,32(24)	9,13(25)
Na^2O	3,28	3,06	3,76	0,46	0,46	2,90	4,16
K^2O	0,75	0,60	0,30	0,42	0,36	0,27	0,27
TiO^2	2,93	1,36	2,25	3,16	3,01	1,60	1,95
P^2O^5	traces	—	0,46	0,64	0,22	0,03	0,35
MnO	0,19	0,15	0,10	0,14	0,11	0,05	0,13
CO^2	—	traces	1,50	—	—	2,64	—
H^2O+	2,21	2,96	1,12	3,69	7,02	0,07	2,10
H^2O-			0,00	0,00	0,10	0,07	0,18
Total	99,70	99,94	100,33	100,00	100,20	100,46	100,38

On a vu plus haut que la lame d'ovardite à épidote de l'Ouille Mouta (Analyse n° 8) renferme des intercalations de chloritoschistes (Analyse n° 3) dont l'origine sédimentaire est certaine. L'étude pétrographique montrant que l'albite de l'ovardite est d'origine secondaire, j'ai recalculé l'analyse n° 8 en ne laissant subsister que la quantité de soude suffisante pour retomber sur la valeur correspondante, d'ailleurs très minime, révélée par l'analyse n° 3. La majeure partie de la soude, ainsi que les quantité d'alumine et de silice nécessaires à sa transformation en albite, ont été soustraites de l'analyse n° 8. J'ai obtenu ainsi l'analyse n° 8 bis.

Il est très intéressant de constater que cette analyse recalculée montre une bonne concordance générale avec l'analyse n° 3, qui est celle du chloritoschiste réel.

Il convient toutefois de remarquer que les valeurs de MgO et de CaO sont respectivement plus faible et plus forte pour la roche recalculée. Ceci impliquerait, au cours de l'albitisation des chloritoschistes, un départ de MgO et un apport de CaO. L'étude pétrochimique des gneiss albitiques du Charbonnel nous a conduit à des conclusions analogues en ce qui concerne la magnésie, mais opposées en ce qui concerne la chaux. Il est vrai qu'il serait imprudent de formuler des conclusions définitives à partir d'une seule comparaison; il se trouve malheureusement que je ne dispose pas d'analyses chimiques de micaschistes à actinote, par exemple, pour les comparer à des analyses recalculées de prasinites amphiboliques.

(23) Dont 0,67 % MgO et 0,86 % CaO soluble dans HCl 1/3.
(24) Dont 0,60 % MgO et 3,30 % CaO soluble dans HCl 1/3.
(25) Dont 0,29 % MgO et 1,70 % CaO soluble dans HCl 1/3.

Quoi qu'il en soit, l'artifice de calcul employé, qui consiste en la soustraction de l'albite et qui est justifié à mon sens par le fait que l'étude pétrographique indique clairement que l'albite des prasinites est une albite d'apport tardif, montre que si on enlève la majeure partie de l'albite à la prasinite chloriteuse, on retombe sur la composition chimique du chloritoschiste d'origine sédimentaire, sauf pour la magnésie et la chaux.

Le calcul de la composition du matériel sédimentaire originel supposé, à partir de l'analyse n° 8 bis, montre les plus grandes ressemblances avec la composition minéralogique, exprimée sur le même mode, de la roche sédimentaire qui a engendré le chloritoschiste de l'analyse n° 3. Ces roches auraient eu en effet les compositions suivantes (pourcentages en poids calculés) :

	8 bis	3
argiles et minéraux argileux	45,8	43,3
carbonates	31,7	37,5
quartz	12,5	9,5
minerais	10,0	9,7

Je comparerai maintenant la composition chimique des prasinites ci-dessus, exprimée en pourcentages moléculaires, à celle des types moyens d'ortho et de para-amphibolites établis statistiquement par P. Lapadu-Hargues [1952].

	Ortho	6	7	8	8 bis	9	10	Para
SiO^2	54,0	53,2	54,6	54,9	46,4	44,4	53,6	54,0
Al^2O^3	10,5	8,8	11,3	12,7	13,1	13,9	11,2	10,5
Fe^2O^3	1,5	2,6	1,2	2,0	1,7	0,4	2,2	1,5
FeO	11,0	10,6	4,0	6,1	8,9	2,3	4,8	7,0
MgO	10,0	12,1	11,0	10,2	15,2	15,5	12,3	11,5
CaO	10,0	8,7	14,3	9,7	14,0	20,2	11,2	12,0
Na^2O	2,5	3,5	3,2	4,2	0,4	3,1	4,5	3,0
K^2O	0,5	0,5	0,4	0,2	0,3	0,2	0,2	0,5

La comparaison des trois éléments variants qui sont, d'après les statistiques de P. Lapadu-Hargues, Fe″, Mg et Ca, avec les valeurs des types moyens d'ortho et de para-amphibolites, est nettement en faveur d'une origine sédimentaire du matériel des prasinites étudiées ci-dessus. Encore convient-il de remarquer que j'ai utilisé, pour cette comparaison, les analyses brutes des prasinites, sans éliminer l'albite. L'exemple de l'analyse n° 8 bis montre que lorsqu'on effectue cette soustraction, les valeurs discordantes en faveur du type ortho (par exemple: MgO et CaO pour l'analyse n° 8) disparaissent pour faire place à des valeurs se rapportant nettement au type para.

En ce qui concerne la soude, la valeur du pourcentage moléculaire est nettement supérieure dans toutes les analyses aux valeurs moyennes du type para de P. Lapadu-Hargues ([26]). On peut y voir une confirmation de l'existence de l'apport sodique dans les prasinites.

(26) Le fait que ce type para possède une valeur élevée pour Na^2O est dû à ce que l'auteur a principalement employé dans son étude statistique des analyses d'amphibolites plagioclasiques (renseignement obligeamment fourni par P. Lapadu-Hargues). En effet parmi les analyses d'amphibolites publiées, les amphibolites plagioclasiques figurent avec une écrasante majorité, alors que les amphibolites sans feldspath, pauvres en soude, n'ont été que rarement analysées.

Enfin, le type intermédiaire de « prasinite gneissique » (Analyse n° 9) se place, par ses valeurs très élevées en MgO et CaO et très faible en FeO, bien au delà du type moyen des para-amphibolites. Cette constatation confirme qu'il s'agit bien d'une prasinite hybride assez proche d'un micaschiste albitisé.

Toutes ces observations, jointes au fait capital de l'existence du passage progressif et général, observé d'ailleurs par bien d'autres géologues avant moi-même, des prasinites aux faciès métamorphiques d'origine sédimentaire (chloritoschistes, amphiboloschistes, micaschistes à amphibole et épidote, etc...) contenus dans la série des Schistes lustrés, conduisent à penser que, dans la région étudiée, la plus grande partie des gisements prasinitiques sont d'origine para et non d'origine ortho comme on l'avait soutenu jusqu'ici faute de tenir compte de l'origine métasomatique de la soude.

3° *Conclusions à l'étude des faciès albitiques de la série des Schistes lustrés.*

Les faciès albitiques de la série des Schistes lustrés se rangent en deux catégories: les gneiss albitiques du Charbonnel d'une part, qui résultent de l'albitisation de calcschistes, de micaschistes à phengite, etc..., et les prasinites d'autre part, qui résultent, pour la plupart, de l'albitisation (ou de la glaucophanisation) de chloritoschistes, amphiboloschistes, amphibolites, etc...

Ces deux faciès albitiques sont principalement associés à la base de la série cristallophyllienne mésozoïque et reposent sur une série cristallophyllienne ancienne elle-même très intensément imprégnée par un apport sodique généralisé, comme on le verra plus loin.

Au-dessus de cet horizon inférieur de la série des Schistes lustrés, à caractère métasomatique très tranché, vient une zone de transition où les plus hautes « fumées » de l'apport sodique ont imprégné sporadiquement certaines assises rendues plus réceptives par une cataclase préalable: telles sont les zones à lentilles de gneiss albitiques et de prasinites éparses dans les calcschistes, que l'on rencontre, en France, dans la région Charbonnel-Andagne et, en Italie, dans le secteur au Nord de Cogne ou dans la bordure orientale de la bande de Schistes lustrés de Locana.

Enfin, la partie supérieure de la série mésozoïque, actuellement région frontale de la nappe des Schistes lustrés, apparaît, dans l'état de nos connaissances actuelles, comme indemne de phénomènes métasomatiques.

3. — **Les roches vertes.**

Dans les Alpes occidentales, on groupe sous cette désignation tous les faciès pétrographiques où prédominent les minéraux verts (chlorite, amphibole, ouralite, épidote, etc...). Bien que dans l'esprit du créateur de l'expression « Pietre verdi » (B. Gastaldi [1871, 1874]), tous ces faciès aient été considérés comme d'origine sédimentaire, il est admis actuellement que les « roches vertes » ne renferment que des faciès dérivant, par métamorphisme, de roches éruptives.

J'ai montré ci-dessus que la plupart des prasinites, qu'on fait entrer habituellement dans le groupe des roches vertes, sont en réalité d'origine para. En conséquence je propose de restreindre la désignation de « roches vertes » aux faciès qui dérivent,

par métamorphisme, de roches éruptives ultrabasiques et basiques intrusives dans la série sédimentaire géosynclinale alpine ou dans son vieux socle cristallophyllien.

Sous l'effet du métamorphisme régional d'âge alpin, ces intrusions de matériel simique ont été plus ou moins transformées, mais, d'une façon générale, leur origine est encore bien reconnaissable. Par contre les phénomènes de contact qu'elles ont produits sur les roches encaissantes et qui sont évidents dans d'autres secteurs des Alpes occidentales, ont été, dans la région étudiée, complètement oblitérés par le métamorphisme régional. De plus, au cours de l'orogénèse alpine, ces masses intrusives, véritables corps étrangers plus résistants que les roches encaissantes, ont été fortement laminés en particulier dans leurs parties périphériques. Enfin le mode de gisement originel de ces roches a été modifié et, actuellement, les petites lentilles comme les plus grands massifs de roches vertes sont en règle générale concordants avec les termes de la série encaissante où ils forment des gisements typiquement stratoïdes.

Je rappellerai que l'étude de la répartition des roches vertes dans notre région, a montré que:

— les roches ultrabasiques étaient beaucoup plus largement répandues que les roches basiques.

— toutes ces roches se trouvent, sans répartition spéciale entre roches ultrabasiques et basiques, dans la partie inférieure de la série mésozoïque.

— le socle cristallophyllien ancien a reçu lui aussi sa part d'intrusions de matériel simique (batholite de Lanzo et ses dépendances).

Je subdiviserai l'étude pétrographique des roches vertes en deux parties. La première sera consacrée aux roches ultrabasiques, à leurs dérivés et aux faciès associés; la seconde concernera les roches basiques.

a) Roches ultrabasiques — Serpentines — Faciès associés.

Dans la région étudiée, la plupart des gisements de roches ultrabasiques ont été transformés, sous l'action du métamorphisme d'âge alpin, en serpentines. Il est cependant possible de suivre pas à pas les étapes de cette transformation en étudiant successivement les roches ultrabasiques ou roches-mères des serpentines, les serpentines à résidus, incomplètement transformées et constituant un stade intermédiaire, enfin les serpentines banales.

1° *Les roches-mères des serpentines: péridotites et pyroxénites.*

Je ne connais qu'un gisement où la structure et la composition minéralogique originelles des roches ultrabasiques ont été à peu près complètement épargnées par le métamorphisme alpin, mais il est d'importance puisqu'il s'agit de l'énorme batholite [27] de Lanzo.

En réalité, les bordures de ce batholite sont entièrement transformées, sur une épaisseur qui peut atteindre le kilomètre, en serpentine banale. La zone la plus périphérique est même réduite sur une centaine de mètres de puissance environ, à l'état de

(27) Voir note infrapaginale 4, page 55

serpentine laminée, plus ou moins schisteuse, rehaussée de surfaces de friction luisantes parfois tapissées de chrysotile. Ce laminage périphérique des masses de serpentines est à peu près constant dans tous les gisements de la région, surtout ceux de faible étendue.

Ce n'est qu'au delà de ces bordures qu'on passe progressivement, vers le centre, de la serpentine banale à des serpentines à résidus de plus en plus nombreux d'olivine et de pyroxène, auxquelles succèdent assez rapidement la péridotite à diallage qui forme la masse principale du batholite de Lanzo.

Ces transformations progressives peuvent s'observer facilement le long de la vallée de la Stura di Lanzo puis le long de la Stura du Viù.

Il est assez curieux de constater que le seul gisement où l'on trouve en masses considérables la roche ultrabasique originelle, est précisément le plus profond de la région. J'ai déjà signalé en effet que le batholite de Lanzo est complètement inclus dans les gneiss minuti (niveau de Pessinetto) du massif de Sesia-Lanzo et j'ai indiqué les raisons pour lesquelles (absence totale de rétromorphose, effets incomplets du métamorphisme d'âge alpin) on doit le considérer comme une intrusion simique d'âge mésozoïque emplacée dans le vieux socle cristallophyllien qui a servi de support à la série des Schistes lustrés. Il se peut que le fait même que la péridotite de Lanzo soit demeurée à grande profondeur constitue la raison majeure de sa non-transformation par le métamorphisme alpin, mais les dimensions gigantesques du batholite de Lanzo ont dû aussi jouer un rôle important dans ce phénomène.

Je décrirai la péridotite à diallage de Lanzo sur un échantillon prélevé sur la rive droite de la Stura di Viù à Pont Barolo.

La roche est compacte, à gros grain. Sa teinte est noir-verdâtre sombre. Sa composition minéralogique est la suivante (volumes p. cent):

olivine	68
diallage	30
magnétite	2

L'olivine forme la plus grande partie de la roche. Plusieurs mesures de l'angle des axes optiques donnent — 2V = 82°; d'après le diagramme de A.-N. Winchell ([28]), il s'agit donc de chrysolite à 32 % de Fe^2 SiO^4. Elle forme des plages xénomorphes craquelées dont la longueur moyenne est de 2 mm. Rarement, on peut noter une transformation périphérique des sections en antigorite fibreuse.

Le pyroxène, d'après ses caractères optiques (plan des axes parallèle à g^1, ng/C = 38°, + 2V = 54°) est un diallage. Il est nettement moins abondant que l'olivine et forme de grandes plages xénomorphes dépassant 0,5 cm de longueur.

L'antigorite, peu abondante, forme, outre les bordures de certaines plages d'olivine, quelques zones isolées peu étendues.

La magnétite, en petits granules xénomorphes, est rare.

La structure est grenue.

En dehors du batholite de Lanzo, un seul autre massif, à ma connaissance, bien que constitué en majeure partie par de la serpentine, recèle quelques zones, pouvant atteindre quelques centaines de mètres de longueur et quelques dizaines de mètres de puissance, où la roche originelle est encore nettement reconnaissable: c'est le massif de serpentine de Locana, où on rencontre, par exemple au Nord de Montepiana, à Schiaroglio (haute-vallée du Ribordone) et tout à fait à l'extrémité nord du massif, une py-

(28) A.-N. Winchell (1933): Elements of optical mineralogy. II: Descriptions of minerals. 3e éd., p. 191.

roxénite principalement constituée de diallage et de quelques plages de serpentine dérivant probablement d'un péridot.

2° *Serpentines à résidus.*

Par contre, les massifs de serpentine renfermant encore des résidus de pyroxène, plus rarement d'olivine, sont très nombreux. Tel est le cas du massif de serpentine de Bonneval, des massifs du Monte Rosso et de Balma dans la vallée de la Stura di Ala, du massif de Champorcher, etc...

Dans le massif de serpentine de Bonneval, une lame mince sur trois révèle des résidus de pyroxène. Les traces d'olivine y sont beaucoup plus rares.

Sur la rive droite de l'Arc, au-dessus du ruisseau des Roches, il est fréquent d'observer, à partir d'une trentaine de mètres au-dessus de la base, fortement laminée, du massif de serpentine, des structures résiduelles:

— A 35 m de la base, un échantillon montre, au milieu d'un feutrage de petites lamelles d'antigorite (prédominante), de fibres de chrysotile et de paillettes de chlorite vert pâle, de grandes plages d'antigorite constituant des sortes de nodules séparés par une trame chloriteuse plus claire surchargée par endroits de magnétite. L'ensemble évoque très nettement, par son aspect et sa disposition une pseudomorphose d'olivine (Fig. 18 a).

— A 100 m de la base, on peut observer dans des pseudomorphoses analogues, quelques noyaux résiduels d'olivine (Fig. 18 b).

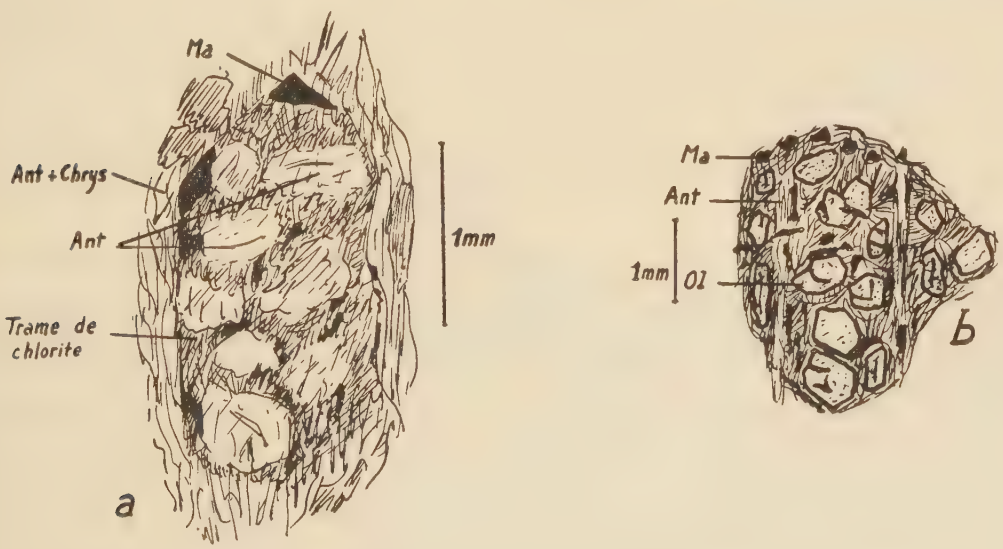


FIG. 18. — SERPENTINISATION DE L'OLIVINE (MASSIF DE SERPENTINE DE BONNEVAL): STADE TRÈS AVANCÉ (a), STADE INTERMÉDIAIRE (b).

Ant = antigorite, Chrys = chrysotile, Ol = olivine, Ma = magnétite.

Les résidus de pyroxène, pourtant mieux conservé en général que le péridot, sont très rares sur la rive droite de l'Arc. On peut donc penser que dans sa partie occidentale le massif de Bonneval était autrefois constitué par une péridotite très pauvre en pyroxène et proche d'une dunite.

Par contre sur la rive gauche de l'Arc, il est relativement fréquent d'observer des traces de pyroxène:

C'est ainsi qu'entre le Couloir de la Fontaine et les lacs d'Andagne plusieurs lames minces m'ont montré, dans des échantillons prélevés peu au-dessus de la base de la serpentine, non seulement des pseudomorphoses d'olivine analogues à celles précédemment décrites, mais encore quelques plages, originellement xénomorphes, occupées par des granules résiduels de pyroxène monoclinique, noyés dans une trame confuse d'ouralite et de bastite.

A la base de la paroi nord ouest de l'Ouille Mouta [29] j'ai aussi recueilli des serpentines contenant des résidus d'olivine et des plages résiduelles de pyroxène suffisamment bien conservé pour qu'on puisse diagnostiquer un diallage.

Nombreux sont les autres gisements où l'on rencontre des résidus de pyroxène et de péridot. Les échantillons que l'on peut recueillir dans la grande carrière de Locana, dans les serpentines de la région de Campiglia et de Valprato, etc... sont typiques à cet égard.

3° *Serpentines.*

La plupart du temps, surtout dans les gisement de faibles dimensions, toute la roche originelle a été transformée en serpentine.

Les serpentines sont des roches très homogènes, à grain très fin, de teinte gris verdâtre plus ou moins sombre. La texture est compacte, rarement alignée sauf dans les cas de laminage au toit et au mur des gisements. La structure est en général finement lépidoblastique à tendance nématoblastique.

La composition minéralogique est très constante. Les serpentines de la région sont en effet composées de (volumes p. cent):

antigorite	75 - 90	
chrysotile	10 - 15	
accessoires	5 - 10	(actinote, chlorite, calcite, magnésite, dolomite, magnétite, sphène, ilménite, quartz).

L'antigorite, en très fines écailles, forme toujours un feutrage compact qui enserre tous les autres minéraux de la roche, et en particulier des fibres de chrysotile.

Parmi les minéraux accessoires, le seul qui soit constant dans toutes les roches examinées est la magnétite; le plus souvent elle est disséminée dans la trame d'antigorite; parfois elle est groupée dans certaines zones qui évoquent, si on reconstitue leurs contours, de grandes sections idiomorphes de péridot.

Les autres minéraux accessoires sont plus ou moins représentés suivant les échantillons. Assez souvent, vers les parties hautes des gisements, les carbonates font leur apparition et se présentent en petites plages groupées en nids. L'actinote est assez fréquente et ses fibres déchiquetées forment parfois (partie médiane de la coupe du ruisseau des Roches, près Bonneval) des sortes de lits discontinus où elles sont associées à des paillettes de chlorite faiblement polychroïque dans les tons vert pâle et présentant des teintes cuivrées en lumière analysée. Le quartz est très rare: je l'ai observé à deux ou trois reprises dans des lames minces provenant de la serpentine de la rive droite de l'Arc à l'aval de Bonneval: il s'agit de petites traînées de globules xénomorphes, sans doute d'origine secondaire. Le sphène et l'ilménite sont excessivement rares.

Je ne possède pas d'analyses nouvelles des serpentines de la région et je me contenterai de rappeler la composition chimique d'une serpentine à antigorite, étudiée par G.B. Dal Piaz dans le massif de la Grivola.

---

(29) Cote 2639 à 1,500 km au Sud de l'Ecot (Ne pas confondre avec l'Ouille Mouta de la vallée de la Lombarde, dont il a été question plus haut).

ANALYSE N° 11: *Serpentine à antigorite*. Près Diégoz, Valsavaranche. An.: G. B. Dal Piaz (G. B. Dal Piaz [1928c]).

ANALYSE A: *Saxonite*. (W.-E. Tröger (30)).

	AN. N° 11	AN. A
SiO^2	42,28	42,99
Al^2O^3	1,79	1,11
Fe^2O^3	1,20	1,87
FeO	3,35	5,91
MgO	39,87	43,14
CaO	traces	0,10
Na^2O	—	0,29
K^2O	—	0,13
TiO^2	traces	traces
P^2O^5	—	0,04
MnO	—	0,05
NiO	—	0,15
H^2O+	12,03	4,00
H^2O-		0,51
Total	100,52	100,29

La bonne concordance qui existe entre la composition chimique de la serpentine de Diégoz et celle de la saxonite (péridotite à 30 % d'enstatite) dont je cite l'analyse (A), permet d'éviter tout commentaire sur l'origine d'une telle roche.

Ainsi, non seulement l'étude sur le terrain, qui montre les transformations graduelles des pyroxénites à olivine ou des péridotites à pyroxène en serpentines, mais encore l'analyse chimique, qui indique que ces transformations se sont opérées sans changement notable de la composition chimique originelle, permettent de conclure que les serpentines de la région étudiée dérivent de roches ultrabasiques.

4° *Faciès de bordure des massifs de serpentine.*

Je groupe sous cette désignation d'une part les faciès de cornéennes dus au métamorphisme de contact produit par l'intrusion des roches ultrabasiques dans les sédiments encaissants, et d'autre part les faciès de marbres dolomitiques à minéraux qui se développent en bordure ou à l'intérieur de certains massifs de serpentine.

Cornéennes.

Il est excessivement rare de rencontrer de telles roches dans la région étudiée. D'une part les contacts entre la base ou le sommet des massifs de serpentine et les terrains encaissants sont la plupart du temps masqués par des éboulis; d'autre part le métamorphisme régional alpin et les mouvements tectoniques ont respectivement effacé ou déplacé les traces de cornéennes produites lors de la mise en place des roches ultrabasiques dans la série sédimentaire mésozoïque.

Aussi n'ai-je rencontré qu'un seul exemple où un tel mode de gisement a été conservé. Il se situe à la base du massif de serpentine de Bonneval, dans le lit du torrent des Roches, immédiatement au Sud du deuxième lacet de la route de l'Iseran à partir de

(30) W.-E. Tröger (1935): Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine, p. 294 et 296.

Bonneval. Encore convient-il de remarquer que la roche en question n'est pas en contact normal avec la base de la serpentine, car celle-ci est très fortement laminée et déplacée en ce point; par contre vers le bas on observe un passage progressif entre la cornéenne, dont l'épaisseur est de 2 m environ, et des micaschistes peu calcifères, riches en épidote et très légèrement albitisés.

La roche est très massive, à texture compacte, à grain très fin. Sa teinte générale est le gris verdâtre jaunâtre.

Au microscope, on observe un fond phylliteux, formant une sorte de trame irrégulière, sans orientation. Les lamelles de phyllites (phengite et chlorite en quantités à peu près équivalentes) sont plus ou moins flexueuses.

Cette trame englobe:

— de nombreux granules xénomorphes d'épidote et de quartz,
— des plages relativement grandes, brunes en lumière naturelle et au faible grossissement, constituées par un agrégat de granules submicroscopiques d'épidote,
— des résidus de trémolite bacillaire, partiellement transformée en antigorite,
— des nids de lamelles de prochlorite.

Le leucoxène, la magnétite et l'ilménite sont assez largement disséminés dans toute la roche. Enfin quelques plages d'albite limpide, maclée ou non, cimentent çà et là le fond de la roche.

Marbres dolomitiques à minéraux.

Les roches que je décris sous cette dénomination globale sont en réalité très variées puisqu'elles vont, de manière progressive, de serpentines riches en carbonates à des dolomies franches.

Ces roches, toujours intimement associées à des serpentines franches, ont été interprétées jusqu'ici comme des « calcaires saccharoïdes marmoréens » d'âge triasique pour le massif de Locana qu'elles bordent de chaque côté au Nord de l'Orco (Voir: légende de la feuille Ivrea de la Carte géologique d'Italie au 1/100.000), ou comme le résultat de phénomènes de contact dans le cas du massif de Bonneval. Pour ce dernier en effet, E. Raguin [1931, p. 22] proposait l'interprétation suivante: « Ainsi qu'on peut l'observer en montant à la Pointe des Arpettes au-dessus des Evettes, la surface supérieure de l'amas de serpentine de Bonneval présente de beaux phénomènes de contact, là comme au lac d'Andagne sur la feuille de Tigne. Ce sont des veinules ramifiées ou de petits amas qui pénètrent les Schistes lustrés au voisinage de la serpentine et sont constitués par des roches de grain fin à amphibole, épidote, sphène, ou de l'amphibolite à très large recristallisation bacillaire. En outre les schistes sont marmoréens près de la serpentine, mais le fait n'a pas été constaté d'une façon générale ».

En réalité, ni l'une ni l'autre de ces conceptions n'est satisfaisante et les observations que j'ai pu faire au-dessous du sentier des Chalets des Roches, à un kilomètre au Sud de ces derniers, dans de magnifiques affleurements rafraîchis par des éboulements récents, permettent de penser qu'il s'agit d'une transformation locale de la serpentine elle-même. Sur la rive droite de l'Arc, au sommet du massif de serpentine, ces phénomènes se développent sur plusieurs centaines de mètres de longueur et à plusieurs reprises.

Si on étudie une coupe verticale faite à partir du point défini ci-dessus, on constate de bas en haut la succession suivante, sur une trentaine de mètres environ:

1 — serpentine banale à résidus de pyroxène et d'olivine.

2 — serpentine à résidus de plus en plus riche en carbonates. Vers le bas de cette zone on observe des phénomènes semblables à ceux décrits par E. Raguin: petits filons ou amas de serpentine noyés dans une masse carbonatée; vers le haut on passe à un marbre dolomitique,

plus ou moins zoné, riche en silicates, et contenant des enclaves noduleuses de serpentine plus ou moins transformée. Ces nodules peuvent atteindre quelques décimètres de diamètre.

3 — marbres dolomitiques zonés, pauvres en minéraux silicatés.

4 — calcschistes.

La serpentine de la base de la couche 2 montre, en lame mince, au sein du feutrage habituel d'antigorite, chrysotile, pennine, ponctué de magnétite dérivant très probablement de la transformation du péridot, des sortes de nids diffus plus ou moins allongés entièrement constitués par des carbonates (magnésite, incolore et non maclée, et surtout dolomite colorée en brun clair par des inclusions ferrugineuses). Sporadiquement ces nids de carbonates sont associés à de petits amas de quartz grenu.

Vers le haut cette roche passe à un marbre principalement dolomitique renfermant des zones constituées par de la serpentine fortement transformée.

C'est dans la zone intermédiaire qu'on rencontre surtout les enclaves mentionnées ci-dessus. Elles sont formées par une roche hybride contenant encore une forte proportion d'antigorite fibreuse, riche en granules de magnétite, parsemée de lits carbonatés finement grenus englobant de longs prismes (7 à 8 mm) de pargasite ($Ng/C = 19°$, $+2V = 72°$) et des plages xénomorphes de diopside légèrement ferrifère ($Ng/C = 40°$, $+2V = 40°$). Autour de ces nodules on ne constate pas la présence d'auréole réactionnelle, mais le marbre dolomitique encaissant est surchargé de petites plages dispersées de chlorite, de granules d'épidote jaune paille, de diopside, de fibres de pargasite et de plages de spinelle vert; la magnétite, en granules xénomorphes, est abondante et semble concentrée au voisinage de tous ces minéraux.

Plus haut (zone 3) on a affaire à un marbre dolomitique renfermant en proportions plus faibles les mêmes minéraux, parmi lesquels la pargasite devient prédominante, et en outre de petits lits verdâtres formés par de l'actinote, de la trémolite, de la pennine et par un peu de talc.

Enfin tout à fait au sommet de l'affleurement on arrive à des calcschistes riches en calcite. Il est important de noter toutefois qu'il n'existe pas de passage continu entre les marbres dolomitiques à minéraux décrits ci-dessus et ces calcschistes.

Cette dernière observation conduit à penser que ces marbres dolomitiques ne résultent pas de la contamination par la serpentine, ou par la péridotite qui l'a précédée, de dolomies d'origine sédimentaire. Il faut donc admettre que, sous l'influence de solutions hydrothermales riches en CO^2 et en CaO provenant sans doute des roches calcifères encaissantes, il s'est produit dans la zone supérieure du massif une « carbonatisation » métasomatique de la serpentine. Ce qui tend à confirmer cette manière de voir est l'existence, dans la coupe que l'on peut étudier entre le Couloir de la Fontaine et les lacs d'Andagne sur la rive gauche de l'Arc, des mêmes marbres dolomitiques à minéraux situés non pas au toit ou au mur du massif de serpentine mais bien dans sa partie médiane, avec passage progressif vers le haut comme vers le bas à la serpentine banale.

Des cas analogues de « carbonatisation » de serpentines ont été signalés à maintes reprises ([31]), avec production de dolomies à minéraux silicatés. Dans le cas présent, seule la présence de pargasite est insolite. Mais on a vu ci-dessus (p. 61) que ce minéral peut apparaître dans des calcaires dolomitiques sans liaison avec des serpentines, par dédolomitisation. En l'absence d'analyses chimiques qui, seules, permettraient d'établir la ge-

(31) P. Eskola (1933): On the chrome minerals of Outokumpu. *Bull. Com. Géol. Finlande,* 103, p. 26. — P. Haapla (1936): On serpentine rocks in northern Karelia, *Ibid.,* 114. — H.-I. Drever (1939): A petrological study of the limestones in the Moine series of Ardgour, Argylshire. *Geol. Magaz.,* 76, p. 501-518.

nèse exacte des transformations décrites ci-dessus, on peut supposer provisoirement que les phénomènes se sont succédés ainsi:

péridotites → (par serpentinisation) : serpentines
serpentines → (par carbonatisation) : dolomies à minéraux
dolomies → (par dédolomitisation) : calcaires dolomitiques à pargasite.

b) Roches basiques (paragabbros) et faciès associés.

Les roches basiques, ou plutôt leurs dérivés, car ces roches ont été profondément transformées, sont rares dans la région étudiée.

Dans deux secteurs seulement j'ai rencontré des roches que l'on peut rapporter avec assez de certitude à d'anciens gabbros, considérablement modifiés cependant au point de vue de leur composition minéralogique et qu'on peut appeler, d'après la nomenclature d'A. Lacroix ([32]), des paragabbros.

Il s'agit d'une part de l'extrémité nord du massif de roches vertes de Cantoira (vallée de la Stura di Vallegrande) et d'autre part des gisements de roches vertes de la région de Champorcher (vallée de l'Ayasse).

1° *Paragabbros.*

Ce sont des roches à texture orientée, montrant sur un fond blanchâtre des sortes d'yeux elliptiques verdâtres souvent réunis en lits alternativement renflés et rétrécis. L'ensemble dessine une alternance relativement régulière de lits leucocrates et de lits verdâtres dont l'épaisseur peut atteindre 2 cm.

De telles roches forment des masses considérables au Sud Ouest de Cantoira et au Nord de Mellier, dans la vallée de Champorcher.

Leur composition minéralogique est assez constante et il me suffira de décrire un échantillon provenant de la rive droite de la Stura di Vallegrande. La roche est formée de:

zoïsite, clinozoïsite, pistacite
saussurite
actinote, ferro-trémolite.
pyroxène (bastite)
accessoires: rutile, calcite, chlorite, quartz (dans la saussurite).

Les lits leucocrates sont essentiellement formés de minéraux du groupe de l'épidote et par de la saussurite. Les plages de saussurite, à contours diffus, comportent un fond d'albite spongieuse noyant d'innombrables granules de zoïsite, de calcite, de quartz et, plus rarement, des fibrilles d'actinote. Ces plages sont entourées par une sorte de trame où domine très largement la zoïsite, en gros granules xénomorphes, associée à la clinozoïsite, à la calcite et à une chlorite incolore.

Les lits amygdalaires verdâtres sont formés principalement par de la pistacite, en prismes hypidiomorphes passant parfois à la périphérie à la clinozoïsite, et par de nombreuses lamelles enchevêtrées d'actinote et de ferro-trémolite. La présence de quelques noyaux résiduels présentant les caractères optiques de la hornblende verte laissent supposer que ces amphiboles dérivent d'anciennes hornblendes. Des résidus de pyroxène orthorhombique (enstatite?) sont entourés par une auréole diffuse de bastite et d'actinote.

Le rutile est assez abondant et forme des sortes de traînées de petits granules, orientées parallèlement à la schistosité cristallophyllienne.

(32) A. Lacroix (1920): *C.R.A.S.*, 170, p. 685-690.

La très grande prédominance des minéraux de néoformation n'empêche point d'entrevoir l'existence d'une paragénèse ancienne avec plagioclases (probablement assez basiques si on en juge par la richesse de la saussurite en inclusions de zoïsite et de calcite), hornblende verte et pyroxène (enstatite?). Il est donc très vraisemblable d'admettre qu'une telle roche dérive d'un gabbro.

Paragabbro à fuchsite. — Cette roche forme l'amas de roches vertes associé aux calcschistes de l'écaille mésozoïque de Tranbesere, dans la basse vallée de l'Ayasse.

Sa texture est très nettement orientée. La roche est formée de lits blanchâtres, épais de 2 cm au maximum, alternant avec des lits très minces essentiellement constitués par de grandes lamelles de fuchsite. Cette dernière donne à la roche, sur les surfaces *s*, une belle teinte vert émeraude.

Les lits leucocrates sont, comme dans le cas précédent, constitués par de la saussurite, très abondante, par de la zoïsite et, en outre, par des faisceaux de fibres de pargasite ($ng/C = 11°$, $+ 2V = 82°$); cette amphibole dessine par endroits une sorte de trame flexueuse enserrant les plages allongées de saussurite. Assez rarement on rencontre dans ces lits des sections de pyroxène résiduel, à contours très corrodés, frangées d'amphibole en paillettes submicroscopiques (actinote ?): ce pyroxène est de l'enstatite ($+ 2V = 80°$).

Les lits de fuchsite sont nématoblastiques. La teinte, vert émeraude en masse, l'essai au chalumeau qui donne les réactions du chrome, ne permettent pas de doute sur la nature de ce mica; pourtant plusieurs mesures de l'angle des axes optiques m'ont donné $— 2V = 72°$, valeur de beaucoup supérieure à toutes celles signalées jusqu'à présent.

2° *Faciès associés aux paragabbros.*

Dans la région de Cantoira, le paragabbro décrit précédemment passe latéralement à la périphérie du massif soit à des amphibolites à grenat et épidote, soit à des épidotites albitiques; de plus il renferme, en enclaves de petites dimensions, une roche à faciès éclogitique. Je décrirai successivement les trois types de variation et j'étudierai ensuite les faciès de bordure albitisés.

Amphibolite à grenat et épidote. — La roche est compacte, à gros grain. Sa teinte générale est vert sombre.

Au microscope, on constate qu'elle est composée en majeure partie par de l'actinote lamelleuse (longueur maxima: 5 mm), enserrant des granules xénomorphes d'épidote et de zoïsite, ainsi que de grandes plages de saussurite saupoudrée de zoïsite.

Les grenats, rose pâle en lame mince, sont en général brisés et cimentés par de l'albite limpide qui semble d'origine secondaire.

Des plages résiduelles de pyroxène sont éparses dans la roche; elles sont fréquemment frangées de fibres d'actinote très courtes; la partie centrale des sections est envahie par de la bastite, ce qui rend impossible la détermination exacte du pyroxène qui, toutefois, est monoclinique.

Parmi les minéraux accessoires, la magnétite et le rutile sont abondants; on trouve en outre quelques plages d'une chlorite incolore à très faible biréfrigence mais donnant, en lumière analysée, des teintes anormales rose violacé.

Epidotite albitique (*ortho-prasinite épidotique*). — Cette roche est très compacte, à grain très fin. Sa teinte est vert jaunâtre.

La majeure partie de la roche est formée par de l'épidote en minuscules granules dispersés et par de l'actinote en petites lamelles. La chlorite (pennine ?) est en quantité nettement secondaire. La saussurite est abondante, mais il existe en outre une proportion importante d'albite limpide, maclée, d'origine secondaire, qui moule tous les autres minéraux de la roche.

Le leucoxène, sous forme de traînées irrégulières, est relativement abondant.

Il est évident que, par sa composition minéralogique, une telle roche correspond à la définition d'une prasinite épidotique, bien que la présence de saussurite abondante la

différencie des prasinites banales décrites ci-dessus et qui ne renferment que de l'albite secondaire. Je propose le terme d'ortho-prasinite épidotique pour désigner un tel faciès dont l'origine éruptive ne fait aucun doute. Plus généralement, il serait bon d'user du terme d'*ortho-prasinites* pour distinguer les faciès prasinitiques, à la vérité très rares, dérivant de roches éruptives, et les *prasinites s. str.,* d'origine para, qui sont de loin les plus répandues, au moins dans la région étudiée.

Faciès éclogitiques. — J'ai recueilli de très beaux échantillons d'une roche à faciès éclogitique immédiatement au Sud Ouest de Cantoira, au-dessus du hameau de Senale. Il s'agit d'enclaves à contours diffus, contenues dans le paragabbro décrit ci-dessus, et atteignant au maximum quelques mètres de puissance.

La roche est massive, extrêmement dure; la teinte est vert sombre, ponctuée de gros grenats rose foncé.

La composition minéralogique est la suivante (volumes p. cent):

augite aegyrinique et pargasite	42
grenat	27
glaucophane	23
accessoires (rutile, chlorite, quartz)	8

L'augite aegyrinique (+ 2V = 84°, np/C = 30°) forme le fond de la roche. Elle présente un polychroïsme intense avec: np = vert pomme soutenu, ng = jaune verdâtre pâle. Les sections sont xénomorphes et peuvent atteindre 1 cm de longueur. Elles présentent fréquemment une transformation périphérique en glaucophane avec concentration, à la limite des deux minéraux, de produits titanés (rutile ?) en granules submicroscopiques.

L'amphibole possède un polychroïsme dans les mêmes tons que le pyroxène (ng = vert émeraude, np = jaune verdâtre pâle) et, sauf pour les sections perpendiculaires à l'allongement qui sont idiomorphes, elle est très difficile à distinguer du pyroxène. C'est pourquoi, lors de l'analyse volumétrique à la platine intégratrice, j'ai groupé ces deux minéraux; mais on peut estimer qu'il y a dans la roche cinq à six fois plus de pyroxène que d'amphibole. D'après ses caractères optiques (+ 2V = 74°, ng/C = 20°), il s'agit d'une pargasite. Ce minéral présente aussi des transformations périphériques en glaucophane.

Cette amphibole sodique possède les mêmes caractères optiques qu'elle provienne du pyroxène ou de la pargasite. Le polychroïsme est le suivant: ng = bleu azur soutenu, nm = bleu lavande mauve, np = incolore; ng/C = 24°; — 2V = 66°.

Les grenats sont idiomorphes, légèrement épidotisés.

Parmi les minéraux accessoires, le rutile est très abondant et se concentre de préférence au voisinage du pyroxène. La chlorite et le quartz sont très rares.

Il est assez difficile de préciser l'origine exacte d'une telle roche qui ne rappelle qu'extérieurement une éclogite et dont les caractères structuraux et minéralogiques sont très différents de ceux des éclogites typiques. En tout cas il ne fait pas de doute qu'elle est intimement liée au paragabbro de Cantoira dont elle représente très certainement un faciès de variation locale.

Il en est de même de la roche que j'ai recueillie, non en place, dans les éboulis de la rive droite du Grand Eyvia en amont de Cogne, et qui provient très vraisemblablement de la lentille de roches vertes qui s'allonge à mi-versant au-dessous des mines de fer de Cogne.

Extérieurement la roche est très semblable à celle de Cantoira. Microscopiquement elle en diffère par l'absence de pyroxène, par la présence d'actinote (ng/C = 12°; —2V = 76°) au lieu de pargasite, et par l'abondance de la zoïsite, de l'épidote et de la calcite. Il est évident qu'une telle roche est beaucoup plus proche d'une amphibolite que d'une éclogite.

Faciès de bordure albitisés. — J'ai déjà signalé que le paragabbro à fuchsite de Tranbesere est bordé vers l'Est par une très mince auréole (quelques décimètres) de calcschistes albitisés auxquels font suite des calcschistes normaux, localement à chloritoïde (voir p. 56).

A l'œil nu comme au microscope, cette roche apparaît comme très proche d'un gneiss albitique du Charbonnel. Toutefois l'albite, en petits phénoblastes globuleux très nombreux y est maculée d'inclusions opaques à trajet sigmoïde ou hélicitique; cette albite est donc syntectonique. Ce caractère constitue une différence très importante par rapport aux gneiss albitiques du Charbonnel où l'albite est toujours post-tectonique.

On doit considérer l'albite des calcschistes de Tranbesere, en raison de leur disposition en auréole autour du paragabbro, comme provenant de la diffusion de la soude originellement contenue dans le plagioclase de la roche éruptive et mobilisée lors de la saussuritisation de ce dernier. Ce phénomène ayant dû normalement se produire avant la diffusion de l'apport sodique, post-tectonique, responsable de l'albitisation des gneiss du Charbonnel, il est assez logique de constater que l'albitisation locale des calcschistes de Tranbesere est syntectonique et par conséquent plus ancienne.

D. — CONCLUSIONS A L'ETUDE DE LA SERIE CRISTALLOPHYLLIENNE DES SCHISTES LUSTRES

Constitution d'ensemble de la série.

L'étude géologique et pétrographique qui précède permet de considérer dans son ensemble la série cristallophyllienne mésozoïque des Schistes lustrés dans la région étudiée.

A la base de cette série, on trouve un Trias différencié mais extrêmement réduit qui n'existe que dans la partie occidentale de la région, puis devient conglomératique vers l'Est et enfin complètement inexistant dans toute la partie orientale de la région.

Au-dessus de ce groupe des roches triasiques, lorsqu'elles existent, on passe progressivement, par l'intermédiaire de marbres phylliteux, au puissant complexe des Schistes lustrés. Ce dernier débute dans la majeure partie de la région par des prasinites. L'étude pétrographique montre qu'il ne s'agit pas là de schistes cristallins dérivant de roches éruptives, mais de l'albitisation de chloritoschistes, amphiboloschistes, etc... d'origine sédimentaire. Aussi bien latéralement que verticalement, ces prasinites passent aux calcschistes par intrications des faciès déterminant une zone mixte où alternent prasinites, calcschistes et gneiss du Charbonnel. Ces derniers qui sont des calcschistes albitisés et décalcifiés ou de simples micaschistes albitisés, font partie intégrante de la série mésozoïque et ne correspondent pas, comme on l'a dit, à des copeaux tectoniques arrachés au noyau antétriasique de la nappe de la Dent-Blanche.

Au-dessus de cette zone intermédiaire, se développent largement les calcschistes, faciès caractéristique de la série. Actuellement cette partie supérieure de la série, décollée par les mouvements tectoniques, constitue vers l'Ouest la grande masse frontale de la nappe des Schistes lustrés; vers l'Est, cette couverture de calcschistes a été en majeure partie enlevée par l'érosion; il en subsiste néanmoins de nombreux témoins, pincés en

écailles synclinales, au cours d'une phase tardive de serrage tangentiel, dans les gneiss de la série cristallophyllienne ancienne sous-jacente (Série des massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo). La bande de Schistes lustrés de Locana, considérée jusqu'à présent comme une très profonde cicatrice synclinale correspondant à la zone des racines de la nappe des Schistes lustrés, est en réalité formée par une juxtaposition d'écailles synclinales du même type et aussi superficielles que celles qui gisent, isolées, plus à l'Est.

La série des Schistes lustrés apparaît donc, dans la région étudiée, comme la couverture, autrefois autochtone, actuellement décollée à la fois vers l'Est et vers l'Ouest, du vieux socle cristallophyllien des massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo.

Zonéographie.

L'étude pétrographique détaillée des principaux faciès de la série des Schistes lustrés permet de constater que toutes les paragénèses minérales produites par le métamorphisme d'âge alpin peuvent être rangés uniformément dans la zone de métamorphisme des Micaschistes supérieurs, qu'il s'agisse des para-ectinites (calcschistes, micaschistes, prasinites, gneiss du Charbonnel, etc...) prédominantes dans la région, ou des ortho-ectinites (roches vertes, ortho-prasinites, etc...)

On peut toutefois distinguer dans cette série de para-ectinites, dont la puissance est de l'ordre de 2000 mètres, une partie basale, essentiellement caractérisée par l'abondance de la zoïsite, de l'épidote et de l'actinote et qui représente un niveau relativement profond de la zone des Micaschistes supérieurs où la chaux est entrée en réaction avec les silicates, et une partie haute qui correspond à la masse principale des calcschistes et où la calcite a recristallisé sans entrer en réaction avec les silicates, produisant ainsi le faciès banal des micaschistes calcifères à phengite et chlorite, etc... (calcschistes *s.l.*).

On peut déduire de ces observations que les hauts niveaux de la série des Schistes lustrés correspondent à la partie tout à fait supérieure de la zone des Micaschistes supérieurs.

Stratigraphie.

Au-dessus du Trias inférieur caractérisé par des dépôts détritiques fins (les quartzites sont très probablement d'anciens sables littoraux) et du Trias moyen représenté par des sédiments lagunaires (cargneules), le caractère de plus en plus profond de la sédimentation mésozoïque est allé en s'accentuant rapidement à partir du Trias supérieur et de la base du Lias, caractérisés principalement par des calcaires dolomitiques et des calcaires faiblement argileux, ultérieurement transformés en marbres dolomitiques et en marbres phylliteux.

Localement, autour des hauts-fonds, la sédimentation mésozoïque a débuté directement par des dépôts beaucoup plus marneux qui ont été transformés plus tard en micaschistes amphiboliques, en chloritoschistes, etc... et finalement en prasinites diverses sous l'influence de la métasomatose sodique. J'ai montré que ces faciès sont actuellement cantonnés à la base de la série des Schistes lustrés autour du massif du Grand Paradis et qu'ils s'étendent surtout vers le Sud dans la moitié septentrionale de l'ensellement du Val de Suse. Latéralement et verticalement, ces faciès marneux passaient, par une série

d'intrications (voir le schéma de la figure 12) à des sédiments moins marneux, parfois franchement calcaires ou gréseux, qui ont engendré les calcschistes avec leurs fines intercalations, souvent récurrentes, de micaschistes gréseux ou de quartzites et de marbres phylliteux ou de cipolins. Ces faciès se développent principalement dans la moitié supérieure de la série, où ils déterminent les gigantesques empilements de schistes lustrés.

Au total, la série sédimentaire était principalement constituée par des faciès argileux dans sa partie inférieure et par des faciès calcaires, plus ou moins gréseux ou marneux dans sa partie supérieure. Toutefois, dans le détail, d'innombrables intercalations ou alternances de faciès légèrement différents au sein de ces deux faciès dominants ont produit, sous l'action du métamorphisme régional, une série cristallophyllienne dont la monotonie n'est qu'une apparence et qui est en réalité extrêmement variée.

Il convient de noter que la subdivision que l'étude pétrographique et géologique m'a conduit à pratiquer dans cette ancienne série (faciès argileux à la base, faciès calcaires argilo-gréseux au sommet) n'est valable que dans la région étudiée. J'ai déjà signalé par exemple que sur le bord du massif de Dora-Maira, la sédimentation a été constamment à dominante calcaire ce qui explique l'absence de masses prasinitiques dans cette zone.

Cette subdivision, malgré l'intérêt qu'elle présente localement, n'a par ailleurs aucune valeur chronologique. Il est impossible, en l'absence de toute trace de fossiles et de tout repère stratigraphique, de donner une indication quelconque sur l'âge précis des formations étudiées. S'il fallait absolument risquer une hypothèse, je serais porté à croire, par comparaison des faciès de la série des Schistes lustrés de cette région avec ceux d'autres secteurs des Alpes occidentales où une stratigraphie assez précise a pu être établie (Voir par exemple: W.K. Nabholz) ([33]), que le Lias et une partie du Jurassique sont seuls représentés dans la région étudiée. L'absence totale de radiolarites, qui permettent d'assimiler les assises de Schistes lustrés qui les renferment au Jurassique supérieur, y est en effet remarquable. Il ne faut pas oublier en outre que la partie supérieure de la série cristallophyllienne alpine est actuellement cantonnée, par suite de l'écoulement de la nappe des Schistes lustrés, dans la région frontale de la nappe et c'est dans ce secteur, situé en dehors des limites de la région étudiée dans ce mémoire, qu'il conviendrait d'orienter les recherches à ce sujet.

Enfin, je rappellerai que des intrusions de roches ultrabasiques (péridotites, pyroxénites) et basiques (gabbros) se sont mises en place dans la série sédimentaire géosynclinale décrite ci-dessus. Je ne possède aucun argument pour préciser dans cette région, comme on a pu le faire plus au Sud ([34]), l'âge de ces venues éruptives. Il semble toutefois qu'elles soient postérieures au Trias. Elles sont évidemment antérieures à l'époque (Eocène sup.) où le métamorphisme a commencé à les modifier.

Le métamorphisme alpin.

Le métamorphisme d'âge alpin s'est manifesté dans notre région de deux façons assez différentes si l'on en juge par les effets produits.

Il a provoqué tout d'abord une *ectinisation* généralisée de la série sédimentaire mésozoïque. Quant à la seconde manifestation elle consiste dans un apport métasomatique

(33) W.-K. Nabholz (1945): Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser-und Safiental. *Ecl. Geol. Helv.*, 38, p. 1-205.

(34) P. Routhier (1944): Essai sur la chronologie des « roches vertes » mésozoïques des Alpes occidentales. *B.S.G.F.*, (5), 14, p. 117-143.

sodique intense, très probablement de nature hydrothermale, ayant engendré des *ectinites métasomatiques* (J. Jung et M. Roques [1952]).

Cette métasomatose se traduit par une albitisation (plus rarement par une glaucophanisation) très poussée de la partie inférieure de la série. Cette albitisation transforme en prasinites les micaschistes à actinote, à chlorite, à épidote, les amphiboloschistes, les chloritoschistes, qui dérivent de sédiments principalement marno-argileux, et en gneiss albitiques les micaschistes phylliteux, les séricitoschistes, les calcschistes, qui dérivent de sédiments argilo-gréseux plus ou moins calcifères. Dans la partie moyenne de la série mésozoïque ces phénomènes métasomatiques s'estompent, cèdent la place à une ectinisation banale et n'affectent que des niveaux privilégiés rendus perméables à l'apport par la cataclase. Ces assises peuvent être considérées, par comparaison avec les faciès migmatitiques, comme des ectinites métasomatiques en gisement stratoïde dans des ectinites normales au-dessus du « front de métasomatose ».

L'étude pétrographique montre que dans tous les cas cet apport sodique est postérieur aux mouvements tectoniques, à l'exception de quelques zones affectées par des plissements dits « secondaires » correspondant à des phases ultimes de serrage tangentiel ou de reflux.

Or les deux phénomènes d'ectinisation et de métasomatose sont indiscutablement liés entre eux ([35]). On est donc conduit à admettre que le début de la phase d'ectinisation a dû précéder de peu le déclenchement de la phase métasomatique, que les deux phénomènes se sont ensuite chevauchés, la phase métasomatique subsistant finalement seule et constituant alors un épisode terminal, à caractère spécial, du métamorphisme général ([36]).

La conséquence d'une telle constatation est importante car elle implique que le métamorphisme alpin s'est produit relativement très tard et qu'il s'est certainement poursuivi après la mise en place de la nappe des Schistes lustrés.

J'arrive sur ce point à des résultats analogues à ceux de F. Ellenberger. Cet auteur a été amené récemment ([37]) à conclure que le métamorphisme alpin a été dans la région, voisine, de la Vanoise, « une crise très courte, une tempête moléculaire, suivant de très près la grande tempête orogénique ».

Dès lors se pose une question délicate. On admet en effet que la schistosité cristallophyllienne et les premières manifestations de la recristallisation, en un mot l'ectinisation, n'apparaissent qu'à une certaine profondeur, sous la charge, entre autres facteurs, d'une couverture de terrains qui demeurent indemnes de métamorphisme. Dans l'Ouest du Massif Central, les travaux de M. Roques (*op. cit.*) ont montré que l'épaisseur de la zone des « schistes non recristallisés », sus-jacente à la zone des Micaschistes supérieurs, était de l'ordre de 4.000 mètres. On peut donc se demander quelle était la nature de la couverture au-dessous de laquelle les Schistes lustrés ont été métamorphisés et, si elle a existé, ce qu'elle est devenue depuis.

D'aucuns répondront que cette surcharge n'est pas nécessaire et que le « dynamométamorphisme » suffit. Il n'est pas dans mon dessein de démontrer ici que les plissements sans surcharge ne sont pas générateurs de métamorphisme; au surplus, on a vu

---

(35) Dans la troisième partie, l'étude pétrographique de la série cristallophyllienne ancienne, elle aussi affectée par l'ectinisation et la métasomatose alpines, m'amènera à conclure que l'albitisation s'est produite en plusieurs phases dont l'une au moins est contemporaine de l'ectinisation, et l'autre postérieure.

(36) En l'état de nos connaissances actuelles, on peut dire qu'un tel phénomène est général. M. Roques ([1941], p. 511) est arrivé à des conclusions analogues en ce qui concerne la migmatisation calco-sodi-potassique des séries cristallophylliennes du Massif Central.

(37) D'après F. Ellenberger [1952], le métamorphisme alpin aurait débuté, en Vanoise, au plus tôt à l'Eocène supérieur et se serait achevé au Stampien.

ci-dessus que le métamorphisme alpin est en grande partie, sinon en totalité, post-tectonique. D'autres suggéreront que la surcharge est facile à identifier et qu'il suffit de regarder les célèbres coupes d'E. Argand [1911] pour voir les empilements de la nappe de la Dent-Blanche surmonter la série des Schistes lustrés. A quoi j'objecterai d'une part que les formations de la nappe de la Dent-Blanche, là où elle existe, ont été elles aussi affectées par le métamorphisme alpin, et d'autre part que dans la région étudiée la nappe de la Dent-Blanche n'a jamais existé, ainsi que je l'ai montré en partie plus haut (p. 54) et comme j'achèverai de le démontrer au cours de la troisième partie de ce travail.

Il reste alors deux solutions. Ou bien la série sédimentaire originelle des Schistes lustrés était considérablement plus épaisse qu'elle ne nous apparaît aujourd'hui et il faut admettre les vues de P. Termier qui la considérait comme englobant une bonne partie du Nummulitique; la région étudiée ne fournit malheureusement pas d'arguments à ce sujet puisque la série des Schistes lustrés y est tronquée tectoniquement de toute sa partie supérieure et il faudrait, là encore, étudier les parties externes de la nappe des Schistes lustrés pour tenter d'observer un passage éventuel à des horizons plus élevés et moins métamorphiques. Ou bien, effectivement, aucune surcharge n'a été nécessaire, et il faudrait alors invoquer le caractère de ce métamorphisme si particulier dans lequel la métasomatose a joué un rôle capital.

Il y a là un problème intéressant à résoudre; je me contente de le poser car le territoire étudié ne fournit aucun argument susceptible de le solutionner.

TROISIEME PARTIE

LA SÉRIE CRISTALLOPHYLLIENNE ANTÉALPINE DES MASSIFS DU GRAND PARADIS ET DE SESIA-LANZO

TROISIÈME PARTIE

LA SERIE CRISTALLOPHYLLIENNE ANTEALPINE DES MASSIFS DU GRAND PARADIS ET DE SESIA-LANZO

Sommaire

I — LE GROUPE DU GRANITE D'ANATEXIE FONDAMENTAL DES SCALARI DE CERESOLE.

A — Introduction.
B — Gisement.
C — Pétrographie.
D — Conclusion.

II — LE GROUPE DES MIGMATITES DU GRAND PARADIS.

A — Introduction.
B — Extension des divers faciès du groupe.
C — Pétrographie.
D — Conclusion.

III — LE GROUPE DES GNEISS MINUTI DE SPARONE.

A — Introduction.
B — Les principaux faciès constitutifs du groupe.
C — Extension et gisement des faciès pétrographiques.
D — Pétrographie.
E — Conclusion.

IV — LE GROUPE DES MICASCHISTES A GLAUCOPHANE DE CUORGNE.

A — Introduction.
B — Extension du groupe de Cuorgnè et répartition de ses faciès pétrographiques.
C — Pétrographie.
D — Conclusion.

V — CONCLUSIONS A L'ÉTUDE DE LA SÉRIE CRISTALLOPHYLLIENNE DES MASSIFS DU GRAND PARADIS ET DE SESIA-LANZO.

Constitution d'ensemble et unité de la série.
Polymétamorphisme et zonéographies successives.
Métasomatose sodique.
Stratigraphie.

I

LE GROUPE DU GRANITE D'ANATEXIE FONDAMENTAL DES SCALARI DE CERESOLE

A. — INTRODUCTION

Dans la série cristallophyllienne du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo, le métamorphisme alpin, dont on vient d'étudier les manifestations au chapitre précédent, se superpose à un métamorphisme plus ancien et beaucoup plus intense. Les effets de rétromorphose ainsi produits étant d'autant plus prononcés qu'il s'agit de niveaux plus élevés de l'ancienne série, il est logique de commencer l'étude de cette dernière par ses termes les plus profonds et par conséquent les moins modifiés. C'est pourquoi la première subdivision de cette troisième partie concerne le groupe du granite d'anatexie fondamental qui affleure dans la vallée de l'Orco, aux Scalari de Ceresole.

L'existence du granite des Scalari de Ceresole est mentionnée pour la première fois, à ma connaissance, par J.-F. d'Aubuisson [1811, p. 328].

A. Sismonda indique, avec une extension beaucoup trop grande, le granite des Scalari, au centre de la coupole du Grand Paradis, sur sa carte au 1/500.000 du Piémont [1866].

B. Gastaldi [1871, 1874] observe le premier que ce gisement de granite n'est pas unique dans le massif du Grand Paradis, mais que « çà et là, le gneiss devient porphyroïde et se transforme en granite: ceci a lieu insensiblement et sans qu'on puisse noter une limite nette entre les deux roches; ce n'est donc pas le granite qui recoupe le gneiss en filons ou en dykes, mais bien ce dernier qui change de structure et devient un granite » [1871, p. 34].

M. Baretti [1877] cite les gisements des Scalari de Ceresole et du glacier de Lavacieu (Valsavaranche) pour le « gneiss à structure granitoïde », et celui du vallon de Piantonetto pour le « gneiss granitoïde porphyroïde ». Cet auteur constate lui aussi « l'absence de limites nettes entre les masses de gneiss et de granite », ce qui le conduit d'une part à « considérer la structure granitoïde comme une modification toute locale et irrégulière du gneiss » et, d'autre part, à renoncer à tracer sur la carte géologique les contours de ces gisements granitiques. Et il ajoute [1877, p. 213] : « Le gneiss n'a été métamorphisé par aucune roche éruptive granitique dans la région du Grand Paradis, mais le granite qu'on y rencontre ne représente qu'une roche métamorphique, à savoir le résultat du métamorphisme le plus profond du gneiss lui-même ».

D. Zaccagna [1887, 1892] indique, avec assez d'exactitude, sur ses cartes géologiques, les contours de la plupart des gisements granitiques du Grand Paradis. Ces contours sont d'ailleurs reproduits sur la carte géologique d'Italie au 1/1.000.000 [1899].

Il est donc assez curieux de constater que, sur les cartes géologiques postérieures, ces contours ne soient plus dessinés. Il en est ainsi sur la Carte géologique des Alpes occidentales au 1/400.000 [1908], sur les feuilles Gran Paradiso et Ivrea [1912] de la carte au 1/100.000, dont la légende signale cependant que les gneiss œillés du Grand Paradis sont « localement granitoïdes », et enfin sur la carte au 1/200.000, plus récente, de F. Hermann [1938 a, b].

B. — GISEMENT DU GRANITE DES SCALARI

Parmi les quatre grandes masses principales de granite qu'on rencontre dans le Grand Paradis (Voir carte géologique hors-texte), le granite des Scalari de Ceresole occupe une place toute particulière en raison de son gisement au centre même du massif.

J'ai déjà décrit en détail les conditions de gisement de ce granite à deux micas dans la première partie de ce mémoire (Coupe de l'Orco). Je rappellerai donc seulement qu'il occupe le cœur même de la coupole anticlinale du Grand Paradis et qu'il est entouré de toutes parts, sauf vers le bas, par les embréchites œillées auxquelles il passe en toute continuité et de façon concordante. La zone de transition entre les deux faciès est peu puissante: le passage des embréchites œillées, à schistosité cristallophyllienne très nette, au granite franc se fait progressivement mais rapidement, en moins de 300 m, aussi bien vers le haut que vers l'amont ou l'aval du gisement. Ce dernier, mis à jour par la profonde entaille de l'Orco, affecte sur la carte la forme d'une grosse ellipse allongée sur près de trois kilomètres de longueur dans le sens Sud Ouest - Nord Est. L'épaisseur visible du gisement varie de 300 m vers l'amont, à 500 m vers l'aval, en raison de l'importante et brusque dénivellation qui affecte le thalweg de l'Orco à travers le verrou glaciaire des Scalari. Vers le bas du gisement, dans le lit de l'Orco, on ne trouve aucun signe de réapparition de la schistosité cristallophyllienne ou de l'individualisation du microcline en porphyroblastes, caractères propres aux embréchites sus-jacentes.

Comme ces embréchites, le granite des Scalari renferme des septa de gneiss albitiques, que l'on peut considérer comme des restes, plus ou moins modifiés, de la formation anciennement migmatisée. Dans les zones où le granite est aligné, on peut constater que ces enclaves lenticulaires sont toujours concordantes avec la vague schistosité du granite. Leur puissance varie de quelques centimètres à quelques mètres d'épaisseur et de quelques décimètres à quelques dizaines de mètres de longueur.

Enfin, on rencontre, mais beaucoup plus rarement, dans ce granite, de petits filonnets discordants d'aplite.

En tenant compte, d'une part de ces conditions de gisement et, d'autre part, de la disposition périanticlinale des strates d'embréchites qui surmontent en concordance ce granite, on doit admettre qu'on a affaire à un granite d'anatexie fondamental dont le gisement en coupole est très typique (Fig. 5).

C. — PETROGRAPHIE

1. — Granite d'anatexie à deux micas.

La texture du granite d'anatexie des Scalari est variable suivant les points considérés. Dans la zone de passage aux embréchites, elle est très nettement planaire. Mais cette schistosité, à la vérité très grossière, tend à s'estomper rapidement vers le bas, sans toutefois disparaître complètement. La majeure partie du gisement a en effet une texture qui, au premier abord, paraît équante; mais un examen plus attentif permet toujours d'y retrouver les traces d'un léger alignement. Enfin, localement, il existe des passées vaguement nébulitiques.

A part ces variations de texture, la roche en elle-même est très homogène, de grain régulier et assez grossier.

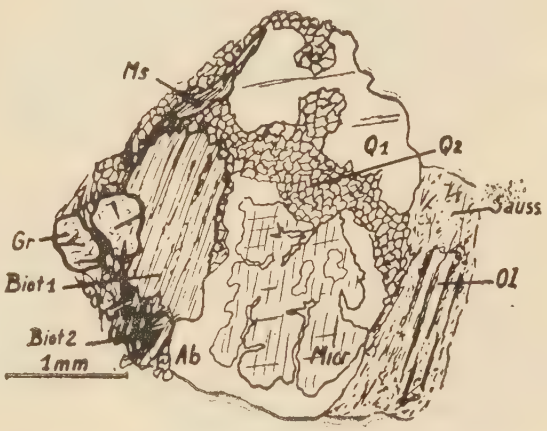


FIG. 19. — MICROGRAPHIE DU GRANITE D'ANATEXIE FONDAMENTAL DES SCALARI DE CERESOLE.

Albitisation marginale (Ab) du microcline (Micr); saussuritisation (Sauss) de l'oligoclase (Ol); recristallisation du quartz ancien (Q1) en quartz de néoformation (Q2); néoformation de biotite (Biot 2); Gr = grenat, Ms = muscovite, Biot 1 = biotite ancienne.

L'examen microscopique (Fig. 19) de divers échantillons prélevés en des points différents du gisement, montre une remarquable unité dans la composition minéralogique qui est la suivante (volumes p. cent):

quartz 45,5
microcline (albite) 26,9
oligoclase (saussurite) 16,2
biotite (chlorite) 5,2
muscovite 4,0
accessoires 2,2 (épidote, zoïsite, séricite, grenat, apatite hématite, ilménite, rutile, anatase).

Les seules variations importantes concernent les micas qui peuvent être plus ou moins abondants: par exemple, j'ai pu mesurer à la platine intégratrice des teneurs en biotite allant de 2 à 10,7 %.

La structure est grenue, plus ou moins cloisonnée. Les grandes sections hypidiomorphes de quartz (5 mm de long), à extinction constamment onduleuse, ont leurs bords rongés par du quartz de néoformation, à extinction normale et très finement recristallisé. Ce quartz corrode aussi le microcline. La mésostase ainsi constituée se charge localement, et surtout dans la zone de transition avec les embréchites sus-jacentes, de petites paillettes de séricite et de quelques sections maclées d'albite (An $_{0-1}$); elle est toujours peu abondante et parfois même inexistante.

Le microcline est en grandes plages xénomorphes. Sa composition est assez variable: la grande majorité des mesures révèle du microcline sodique (— 2V = 72-75°), mais dans certains échantillons on peut rencontrer du microcline (— 2V = 66°). En tout cas ces plages sont constamment entourées par une couronne irrégulière d'albite non maclée (An $_{5}$?) qui émet vers l'intérieur du feldspath potassique des veinules d'albite dont l'ensemble finit par former un réseau très irrégulier simulant une microperthite. Il est important de noter que cette albite marginale semble antérieure à la recristallisation de la mésostase qui la traverse çà et là.

Le plagioclase se présente en sections hypidiomorphes de taille analogue à celle des sections de quartz et de microcline. La plupart du temps il est presque entièrement remplacé par une sorte de purée saussuritique, constituée par des lamelles ténues de séricite et des granules très fins de quartz, d'épidote et de zoïsite, noyés dans un fond d'albite spongieuse (An $_{0}$). Cependant dans certains échantillons les cristaux sont pratiquement intacts et on peut facilement déterminer qu'il s'agit d'oligoclase (An $_{19}$).

La biotite est en lames de plusieurs millimètres de long. Elle n'est que partiellement et faiblement chloritisée sur certaines sections. Par contre les lames sont constamment effilochées à leurs extrémités qui se perdent progressivement dans la mésostase. Ces plages de biotite, assez riches en inclusions d'apatite, sont très peu polychroïques et parfois décolorées avec exsudat, dans les clivages p, d'ilménite ou de sagénite; assez souvent une poussière de granules submicroscopiques d'hématite ou d'anatase forme une auréole autour des lamelles de biotite dans la mésostase granoblastique. Par ailleurs, il existe de petits nids de biotite de néoformation, en paillettes très ténues, non orientées, très polychroïques et toujours dépourvues d'exsudat de minerais.

La muscovite est beaucoup moins fréquente que la biotite; les lamelles sont de taille plus petite et plus ou moins écrasées entre les autres minéraux.

Le grenat, assez rare, avoisine les amas de biotite; il est fracturé ou bien présente la structure hélicitique: les fractures ou les intervalles de la spire sont comblés par de la séricite.

L'étude micrographique du granite d'anatexie des Scalari montre qu'il n'est pas tout à fait normal: la saussuritisation partielle de l'oligoclase, l'albitisation du microcline, la chloritisation partielle ou la décoloration de la biotite, la recristallisation partielle du quartz et de la biotite, sont des caractères très nets de rétromorphose. L'étude pétrographique des embréchites sus-jacentes, où ces phénomènes sont beaucoup plus développés, permettra de préciser plus loin les modalités de ce métamorphisme rétrograde. D'ores et déjà, nous savons que le granite d'anatexie fondamental des Scalari est faiblement mais nettement polymétamorphique.

La composition chimique du granite d'anatexie des Scalari est la suivante:

ANALYSE N° 12: *Granite d'anatexie à deux micas.* Tunnel des Scalari de Ceresole. An. nouv. C. Rouger (Clermont, 1952).

	AN. N° 12
SiO^2	73,11
Al^2O^3	15,39
Fe^2O^3	1,29
FeO	0,95
MgO	0,53
CaO	0,91
Na^2O	1,53
K^2O	5,10
TiO^2	0,32
P^2O^5	0,24
MnO	0,03
H^2O +	0,50
H^2O —	0,15
Total	100,05

Composition virtuelle:

Q	42,24	SiO^3Mg	1,12
Or	30,02	SiO^3Fe	0,26
Ab	13,10	Ma	1,86
An	3,61	Ilm	0,61
Cor	6,02	Ap	0,34
Σ coupholites	94,99	Σ barylites	4,19
Or/plag.	1,7	An %	30

Paramètres C.I.P.W.: I,3.(1)2.2'.
Nomenclature de l'équivalent éruptif (A. Lacroix): *granite calco-alcalin perorthosique.*
Paramètres de Niggli: *si* = 422; *al* = 52,5; *fm* = 14,5; *c* = 5,5; *alc* = 27,5.

On remarquera que le calcul de la composition virtuelle donne un plagioclase An_{30}, moins riche en soude que le plagioclase An_{19} observé dans la roche. Le fait est dû à ce que la chaux contenue dans le grenat, la zoïsite et l'épidote, conduit à une formation exagérée d'anorthite virtuelle. Par ailleurs ce granite est anormalement riche en alumine, ce que traduit la teneur élevée en corindon virtuel.

2. — **Gneiss albitiques à deux micas.**

Cette roche forme les septa dont il a été question dans l'étude du gisement du granite d'anatexie des Scalari. Je rappellerai donc seulement que les dimensions de ces sortes de lentilles sont toujours assez réduites et qu'elles sont concordantes avec l'alignement du granite. De telles roches sont difficilement accessibles car on les rencontre surtout dans les grandes parois verticales qui bordent la vallée de l'Orco en amont de Pianchetti. Néanmoins on peut les étudier commodément dans les gigantesques éboulis situés au-dessus de la cote 1403. L'échantillon décrit ci-dessous provient de la base de la falaise dominant le sommet de ces éboulis.

La roche présente en masse une couleur sombre, son grain est fin, sa texture planaire et compacte.

La composition minéralogique est la suivante:

quartz
biotite
séricite
albite
grenat
épidote
zoïsite

La structure est granolépidoblastique.

Les lits de quartz, très finement recristallisé, dentelliforme et corrodant des plages de quartz beaucoup plus grandes et à extinction onduleuse, alternent avec des lits phylliteux où la biotite et la séricite sont étroitement entremêlées en paillettes minuscules. Bien que la biotite soit très faiblement polychroïque et parfois même légèrement décolorée, sa forte dissémination confère à la roche sa teinte générale foncée. Comme dans le granite encaissant, on remarque de petits nids de biotite de néoformation à polychroïsme très intense.

Les lits phylliteux renferment en outre quelques granules d'épidote et de zoïsite et de rares grenats à bords corrodés.

L'absence du microcline est caractéristique. Le feldspath est uniquement représenté par de l'albite (An_{0-3}), non maclée, en petits phénoblastes xénomorphes, plus ou moins spongieux, qui imbibent littéralement la plupart des lits phylliteux. Ces bourgeons d'albite n'interrompent pas l'alignement des minéraux phylliteux. Ils peuvent parfois atteindre une taille de l'ordre du centimètre et confèrent alors à la roche, à l'échelle de l'échantillon, une structure porphyroblastique.

A l'exception de cette dernière particularité, l'habitus de l'albite est strictement identique à celui que j'ai précédemment décrit dans les gneiss albitiques du Charbonnel (Schistes lustrés), ce qui permet de conclure que l'albitisation de ces septa est secondaire, d'âge alpin. La présence de biotite, qui distingue ces gneiss de ceux du Charbonnel, permet de les rapprocher du niveau des gneiss albitiques de Pessinetto qui, on l'a vu, forment dans les embréchites sus-jacentes d'immenses septa puis se développent largement dans la partie occidentale du massif de Sesia-Lanzo.

Si on fait abstraction de l'albitisation qui confère aux septa contenus dans le granite des Scalari leur aspect gneissique actuel, on voit qu'il s'agit d'anciens micaschistes à deux micas et à grenat qui avaient échappé à la migmatisation calco-sodi-patassique antéalpine. Comme dans le granite d'anatexie encaissant, la rétromorphose exercée par le métamorphisme alpin est encore très peu marquée: elle se traduit seulement par une légère décoloration de la biotite et par la recristallisation partielle du quartz, de la muscovite et d'une infime partie de la biotite.

La composition chimique de ces gneiss albitiques est la suivante:

Analyse n° 13: *Gneiss albitique à deux micas.* Scalari de Ceresole. An. nouv.: H. Brusset (Toulouse, 1950).

	AN. N° 13
SiO^2	68,92
Al^2O^3	15,47
Fe^2O^3	0,61
FeO	4,68
MgO	2,19
CaO	0,68
Na^2O	3,92
K^2O	0,67
TiO^2	0,45
P^2O^5	tr.
MnO	tr.
H^2O+	1,96
H^2O-	0,08
Total	99,63

Je comparerai cette analyse, exprimée en teneurs moléculaires centésimales, avec l'analyse (A) d'un micaschiste à deux micas du tunnel du Simplon. Cette dernière, citée par P. Lapadu-Hargues ([1945], p. 267, n° 35) peut être considérée comme représentant un type moyen du « groupe III » de cet auteur (Groupe des micaschistes à deux micas), puisque la somme des pourcentages moléculaires d'alcalis (4,5) est presque égale à la

moyenne tirée de 37 analyses qui atteint pour ce groupe 4,7 (*op. cit.*, p. 288). La comparaison est d'autant plus fructueuse que la somme des pourcentages moléculaires d'alcalis de la roche étudiée ici est de 4,6.

	13	A
SiO^2	76	75,6
Al^2O^3	10,3	10,9
Fe^2O^3	0,2	0,2
FeO	4,2	2,6
MgO	3,7	4,9
CaO	1,0	1,2
Na^2O	4,1	1,3
K^2O	0,5	3,2

La quasi-identité de composition, au rapport soude/potasse près, révélée par cette comparaison, montre que rien ne s'oppose, du point de vue chimique, à ce que les gneiss albitiques, contenus en septa dans le granite d'anatexie des Scalari, aient été, avant l'empreinte de la mésatomatose sodique d'âge alpin, des micaschistes à deux micas. Quant à l'apport sodique, que l'étude micrographique avait mis en évidence, il est très clairement confirmé par la dissemblance des pourcentages moléculaires d'alcalis.

Enfin le pourcentage élevé de corindon virtuel révélé par le calcul de la composition virtuelle (Cor = 7,04 %), ainsi que l'exès important de MgO par rapport à CaO, conduisent à admettre pour ces anciens micaschistes une origine para (E. Bastin [1909]).

3. — **Aplites albitiques.**

L'échantillon étudié provient d'un filon d'un mètre de large, situé sur le bord de la route de Ceresole à Noasca à la cote 1430. Ce filon traverse verticalement le granite d'anatexie dont l'alignement est subhorizontal: il est donc discordant.

La composition minéralogique est la suivante:

albite
quartz
séricite
zoïsite
chalcopyrite à bordure de limonite
(tourmaline)

La structure est grenue finement aplitique.

L'albite forme 65 % du volume de la roche. Elle se présente en plages xénomorphes, très rarement maclées albite, qui incluent poecilitiquement tous les autres minéraux, à l'exception de la chalcopyrite.

Le mode de gisement de ce filon, l'absence de toute orientation des minéraux, permettent de le considérer comme postérieur à la phase principale du métamorphisme alpin. Il s'agit très probablement d'une des manifestations ultimes des processus de métasomatose sodique, responsable de l'albitisation généralisée de la région. Cette interprétation, qu'il est difficile d'appuyer plus solidement en raison de l'extrême rareté de telles roches, cadre bien avec le caractère tardif de l'albitisation que j'ai mis précédemment en évidence.

D. — CONCLUSION

Le gisement en coupole du granite des Scalari, la présence de septa d'anciens micaschistes à deux micas, démontrent qu'il s'agit d'un granite d'anatexie fondamental formant le substratum normal, probablement indéfini en profondeur, des migmatites du Grand Paradis.

Ce granite est très faiblement rétromorphosé. Les minéraux de néoformation dus à la phase métamorphique récente (séricite, épidote, zoïsite, chlorite) indiquent que cette rétromorphose s'est opérée dans la zone des Micaschistes supérieurs, mais à la limite inférieure de cette zone ou même au sommet de la zone des Micaschistes inférieurs, ainsi qu'en témoigne la recristallisation sporadique de la biotite.

L'albitisation de ce granite est faible, alors que celle des septa d'anciens micaschistes, sans doute plus perméables à l'apport sodique, est relativement intense.

II

LE GROUPE DES MIGMATITES DU GRAND PARADIS

A. — INTRODUCTION

Au-dessus du granite d'anatexie fondamental des Scalari, la coupole périanticlinale du Grand Paradis est principalement constituée par des embréchites œillées, localement granitoïdes. Par endroits, particulièrement à la périphérie du massif, ces embréchites deviennent rubannées, puis elles passent enfin aux gneiss minuti du groupe de Sparone (niveau des gneiss albitiques de Pessinetto). Ces derniers forment en outre, à l'intérieur de la masse embréchitique, des septa plus ou moins importants.

La prédominance des « gneiss œillés » dans « l'ellipsoïde » du Grand Paradis fut reconnue par B. Gastaldi [1871, 1874] qui les appela « gneiss central » et leur attribua une origine sédimentaire et un âge laurentien inférieur. M. Baretti [1877] et L. Bucca [1886] décrivirent très sommairement ces roches au point de vue pétrographique.

Par la suite, les géologues alpins s'occupèrent surtout, comme on l'a vu plus haut, de préciser l'âge et d'esquisser l'allure tectonique du massif du Grand Paradis. Ils admirent, sans étude pétrographique complémentaire, que ces gneiss œillés, comme ceux des autres massifs cristallins internes, étaient des orthogneiss. Seuls, H.P. Cornelius [1917] et G.B. Dal Piaz [1928 c] donnèrent des descriptions pétrographiques très précises de quelques échantillons des gneiss du Grand Paradis. Je rappellerai que pour le premier de ces auteurs, ces gneiss résulteraient du métamorphisme d'une intrusion granitique d'âge alpin récent, tandis que pour G.B. Dal Piaz il s'agirait de la transformation par le métamorphisme alpin, d'une intrusion granitique antétriasique.

En ce qui concerne l'allure en coupole des gneiss du Grand Paradis, elle a été reconnue de bonne heure et on la retrouve indiquée sur les plus anciennes cartes géologiques de la région. Par contre la distinction cartographique des gneiss œillés d'une part et des gneiss minuti de l'auréole périphérique ou des septa internes d'autre part, n'est indiquée que sur la Carte géologique des Alpes occidentales au 1/400000 [1908] et sur les feuilles Ivrea et Gran Paradiso [1912] de la Carte géologique d'Italie au 1/100000. Cette distinction, pourtant très importante, a été omise sur la feuille Tignes de la Carte géologique de France au 1/50000 (E. Raguin et F. Hermann [1930]).

B — EXTENSION DES DIVERS FACIES DU GROUPE DES MIGMATITES DU GRAND PARADIS

1. — Embréchites.

J'ai déjà montré au cours de l'étude de la coupe de l'Orco (1re partie), que le granite d'anatexie fondamental des Scalari passe progressivement et rapidement vers le haut, par acquisition d'une schistosité cristallophyllienne de plus eu plus marquée et par individualisation du microcline en porphyroblastes fusiformes, aux *embréchites œillées* sus-jacentes. Un simple coup d'œil sur la carte annexée à ce mémoire montre immédiatement que ce faciès se développe sur la plus grande partie du massif du Grand Paradis. Ces embréchites œillées ont une épaisseur voisine de 2000 m et constituent le faciès banal, presque monotone, du groupe des migmatites du Grand Paradis. En certains points, ce sont ces embréchites qui sont directement surmontées par les Schistes lustrés: tel est le cas dans la région nord est (vallée de Forzo) et dans la région sud ouest (les Evettes, rive droite de l'Arc supérieur, haute vallée de l'Orco).

Ce faciès œillé des embréchites se retrouve, en gisements stratoïdes au-dessus du front des migmatites, dans l'auréole périphérique des gneiss minuti (vallées de Valnontey, de Campiglia) et même en dehors du massif du Grand Paradis proprement dit, dans la partie occidentale du massif de Sesia-Lanzo (région du Monte Marzo). J'étudierai ces gisements particuliers des embréchites en même temps que le groupe des gneiss minuti de Sparone.

Par ailleurs, dans certaines zones et plus particulièrement à la limite supérieure de la masse embréchitique, on observe un faciès différent mais beaucoup moins développé: les porphyroblastes de microcline tendent à s'allonger, passent à des amygdales effilées et finalement à des lits feldspathiques continus. Une telle texture est caractéristique des *embréchites rubannées.*

J'ai signalé aussi (1re partie) l'existence des *embréchites albitiques de Fornello.* Ce faciès, où les yeux sont constitués par un agglomérat de petits phénoblastes d'albite, est très difficile à distinguer, sur le terrain, des embréchites œillées à microcline du Grand Paradis. Il existe surtout dans les parties périphériques du massif, où la confusion a été faite par les géologues italiens qui ont levé les cartes Ivrea et Gran Paradiso au 1/100000, en particulier dans la région septentrionale (Valsavaranche, vallée de Valnontey, de Valeille). Ce faciès est assez développé dans cette zone où beaucoup de « gneiss œillés » de la carte italienne sont en réalité des embréchites albitiques. J'exposerai plus loin les raisons qui me font ranger ce faciès dans le groupe des gneiss minuti et non dans le groupe des migmatites du Grand Paradis.

Dans ce dernier groupe, le faciès des embréchites œillées domine si largement, que les autres faciès jouent un rôle relativement très effacé. Ces faciès secondaires sont les suivants.

2. — Granite d'anatexie locale.

En trois points du massif, les embréchites œillées passent à un granite porphyroïde. Tel est le cas sur la rive droite de la Vercellina, affluent de la rive gauche de la Stura di Vallegrande, dans la haute vallée du Piantonetto, affluent de la rive gauche de l'Orco et enfin dans la vallée du Lazin, entre le lac Lazin et la vallée de Forzo. J'ai trouvé aussi,

à la côte 2950, dans la moraine du glacier de Lavacieu, situé dans la zone des grands sommets au Nord Ouest du pic du Grand Paradis, des blocs de granite porphyroïde; malgré toutes mes recherches, je n'ai pu repérer cette roche en place et je suis porté à croire que ce quatrième gisement de granite porphyroïde est actuellement masqué par les glaces.

Tous les gisements reconnus de ce granite porphyroïde se situent dans les zones supérieures de la série des embréchites où ils affectent la forme de puissantes lentilles, de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur dans leur partie centrale et de deux à trois kilomètres de longueur. Ces lentilles, dont on voit très bien les extrémités effilées s'interstratifier en biseau dans les embréchites avec passage graduel entre les deux faciès, sont concordantes avec les strates de ces dernières qui les enveloppent de toutes parts.

Ces granites se différencient donc du granite d'anatexie fondamental des Scalari par leur structure qui est porphyroïde et surtout par leur gisement qui est lenticulaire. Ces caractères permettent de les interpréter comme des granites d'anatexie locale.

On peut noter en outre que, dans la zone de passage entre ce granite porphyroïde et les embréchites œillées, il existe un faciès assez curieux et en quelque sorte intermédiaire: l'orientation et la schistosité des minéraux de la mésostase y sont toujours très régulières, comme dans les embréchites, mais l'arrangement des porphyroblastes de feldspath, qui sont alors hypidiomorphes comme dans le granite, devient capricieux et même discordant par rapport à la schistosité cristallophyllienne.

3. — **Gneiss minuti en septa.**

J'ai déjà signalé (1re partie) que les embréchites œillées ou rubannées passent progressivement, sur la majeure partie de la région périphérique du Grand Paradis, aux gneiss minuti du groupe de Sparone. Ces gneiss prennent même un développement considérable dans la partie nord du massif (vallées de la Savara, de Valnontey, de Valeille): j'étudierai cette région du massif ci-après avec le groupe des gneiss minuti. Mais il est important de noter que ces gneiss existent aussi en septa extrêmement nombreux au sein des embréchites œillées. Seuls les plus importants ont été cartographiés, en particulier dans les vallées de Forzo, de la Stura di Vallegrande, de l'Arc et de l'Orco. Dans cette dernière vallée, le septum de gneiss minuti qui s'allonge sur près de 6 km et sur plusieurs centaines de mètres d'épaisseur dans les vallons du Roc et de Ciamousseretto présente la particularité de renfermer une énorme bande d'amphibolites de près de 2,500 km de longueur et d'une centaine de mètres d'épaisseur.

Tous ces septa appartiennent au niveau des gneiss de Pessinetto (gneiss albitiques à biotite) et peuvent donc être rapprochés de ceux observés dans le granite d'anatexie des Scalari. Tous affectent la forme de lentilles intercalées en concordance dans la série des embréchites œillées où on les rencontre à n'importe quel niveau.

4. — **Amphibolites.**

Quelques lentilles d'amphibolite sont intercalées en concordance dans les embréchites œillées. On peut en observer une, de faibles dimensions, sur le versant gauche de la vallée de l'Orco, au-dessus de la coupole de granite d'anatexie fondamental des Scalari, à la côte 1850. Une autre bande d'amphibolites s'allonge sur près d'un kilomètre dans la paroi sud de la Punta d'Ondezana, à la côte 3320.

5. — Cipolins.

Les lentilles de cipolin, qui ne sont pas rares dans le massif de Dora-Maira et qui existent aussi dans le massif du Mont-Rose (P. Bearth [1952], p. 80), sont inexistantes dans le massif du Grand Paradis. Malgré des recherches poussées et une enquête auprès des habitants, je n'ai pu retrouver le gisement signalé par M. Baretti ([1877], p. 211) qui indique que dans la vallée de l'Orco, entre Ceresole et Chiapili « on extrayait autrefois une pierre à chaux de très mauvaise qualité ».

6. — Conclusion.

Si on considère dans son ensemble la coupole migmatitique du Grand Paradis, on est forcé de convenir qu'elle présente une disposition extrêmement régulière. La description de la coupe de l'Arc et de l'Orco révèle, comme on l'a vu (1re partie), une allure anticlinale très symétrique à partir du centre de la coupole constitué par le granite d'anatexie fondamental des Scalari. Les mêmes constatations peuvent être faites sur n'importe quelle autre coupe diamétrale du massif. De toutes parts, les strates des embréchites et des gneiss minuti, horizontales dans la partie centrale du Grand Paradis, plongent sous la couverture de Schistes lustrés avec une régularité impressionnante et des pendages qui varient dans des limites très faibles aux environs de 30°.

Le bombement anticlinal de la Cristallière, au Nord Ouest de Bonneval, l'ensellement synclinal jalonné par la vallée de l'Arc près de cette localité, le petit synclinal du col du Nivolet souligné par les cargneules triasiques, et même la digitation gneissique du Val d'Inferno, décrite avec tant de minutie par G.B. Dal Piaz [1928 a, c] sur la rive droite du Valsavaranche, ne constituent que des accidents très localisés et insignifiants à l'échelle du massif. Ils sont d'ailleurs tous cantonnés à la région périphérique, dans le domaine des gneiss minuti. Ils ne font qu'annoncer la tectonique plus complexe de ce groupe et ne diminuent en rien la généralité de la disposition périanticlinale qu'affecte l'ensemble du groupe des migmatites du Grand Paradis.

C. — PETROGRAPHIE

1. — Embréchites œillées du Grand Paradis.

L'aspect macroscopique des « gneiss œillés du Grand Paradis » est, en gros, très uniforme dans l'ensemble du massif. La roche comporte essentiellement une pâte schisteuse gris-verdâtre, finement cristallisée qui englobe de gros porphyroblastes de microcline et des amygdales de quartz régulièrement orientés suivant la schistosité cristallophyllienne (Fig. 20).

Les « yeux » de microcline sont la plupart du temps globuleux; mais ils peuvent être aussi plus aplatis et prendre l'aspect d'une amande allongée. La grande dimension de ces porphyroblastes dépasse le plus souvent 2 ou 3 cm pour atteindre 5 et même 7 cm.

Les amygdales de quartz à éclat gras et vitreux, sont aplaties et de dimensions plus petites: 1 à 2 cm au maximum. La densité de ces porphyroblastes de feldspath et de quartz est variable; mais ils sont toujours très nombreux et dans certains cas presque jointifs. On peut surtout apprécier leur densité lorsqu'on dispose d'une surface *s* assez

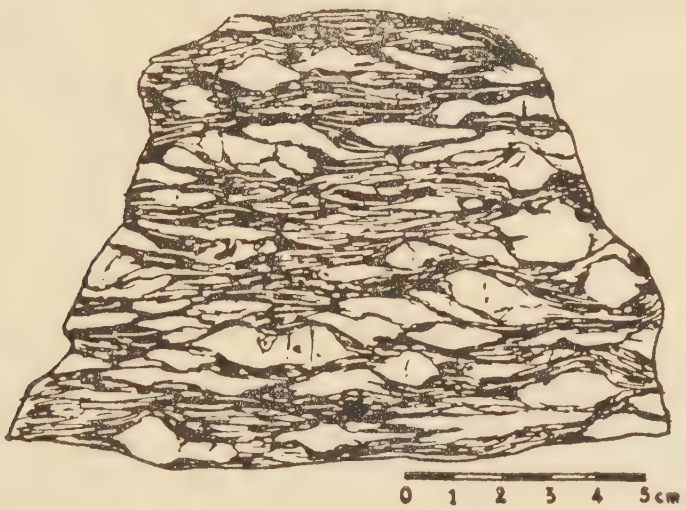


FIG. 20. — MACROGRAPHIE D'UNE EMBRÉCHITE OEILLÉE DU GRAND PARADIS (MONTE CASTELLO).

grande, car les divers porphyroblastes y dessinent des bombements plus ou moins serrés et dont la disposition est assez régulière.

Une telle texture permet de reconnaître aisément les embréchites œillées décrites par J. Jung et M. Roques [1936, 1938, 1952].

Cependant, certains caractères macroscopiques permettent de se rendre compte que ces embréchites œillées ne sont pas rigoureusement analogues aux types pris dans le Massif Central. Les porphyroblastes de microcline et de quartz sont en effet effilés à leurs extrémités. Le fait est particulièrement remarquable pour les porphyroblastes de feldspath potassique qui acquièrent de ce fait une forme de fuseau aplati dans sa partie périphérique. Tous ces porphyroblastes sont, de plus, constamment fracturés perpendiculairement à la schistosité. Cette disposition n'aurait rien de spécial — car elle existe dans tous les schistes cristallins à structure porphyroblastique, et en particulier dans les embréchites œillées classiques du Massif Central — si ce n'était sa constance dans toute la série.

Ainsi, dès l'examen macroscopique, on peut soupçonner que ces roches ont été étirées postérieurement à la migmatisation et que leur genèse est plus complexe que celle des embréchites œillées banales.

L'étude micrographique va permettre de serrer de plus près cette question et montrer qu'il existe aussi dans la composition minéralogique de ces roches des variations continues lorsqu'on s'élève dans la série.

a) Faciès de passage au granite d'anatexie fondamental des Scalari.

L'échantillon étudié a été prélevé entre Ceresole et les Scalari à 0,500 km de l'extrémité sud ouest du gisement de granite d'anatexie.

La schistosité est déjà très nettement marquée, mais les porphyroblastes sont de petites dimensions (un centimètre au maximum pour le feldspath potassique).

La composition minéralogique est la suivante:

quartz
microcline sodique (albite)
saussurite
biotite (chlorite)
muscovite (séricite)
zoïsite, épidote
chlorite
ilménite
leucoxène

L'orientation est nettement soulignée en lame mince par les lits phylitteux.

Les porphyroblastes de microcline sodique ($-2V = 78°$) présentent une couronne marginale d'albite (An_0) plus développée que dans le granite d'anatexie sous-jacent; il en part, vers l'intérieur du feldspath potassique, des veinules pseudopodoïdes d'albite présentant la même orientation optique que celle qui constitue la couronne. De plus, on peut observer un début de substitution interne d'albite au microcline; cette albite (An_{0-4}) se présente en petits granules maclés ou non, dispersés dans la masse du feldspath potassique et accompagnés ou non de quelques granules de quartz. G.H. Anderson [1937] a décrit ce mode d'albitisation sous le nom « d'intercroissance granulaire » (Fig. 21).

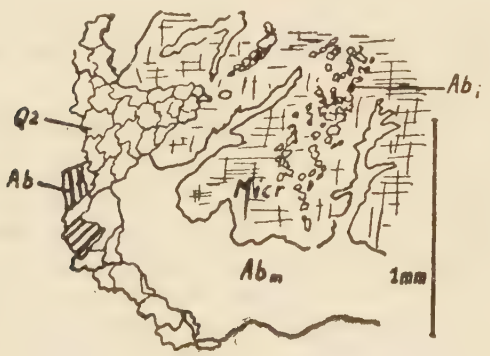


Fig. 21. — Albitisation du microcline a la base de la série des embréchites du grand paradis.

Albitisation marginale (Ab_m) et albitisation par intercroissance granulaire (Ab_i). La mésostase de néoformation comporte du quartz recristallisé (Q2) et de petites plages isométriques d'albite (Ab).

Les phénoblastes de quartz, à extinction onduleuse, sont, plus profondément que dans le granite d'anatexie, rongés sur leurs bords par du quartz de néoformation très finement recristallisé. La mésostase granoblastique ainsi constituée pénètre aussi les yeux de microcline et contient quelques lamelles de séricite et de chlorite.

Le plagioclase est indéterminable car il est presque complètement saussuritisé. Cette saussurite forme des lits allongés où la séricite, l'épidote, la zoïsite présentent une certaine orientation parallèle à la schistosité cristallophyllienne générale.

Les lits de biotite, partiellement chloritisée ou décolorée avec exsudat de minerais dans les clivages p, et ceux de muscovite, partiellement recristallisée en minuscules paillettes de séricite, sont écrasés entre des lits quartzo-feldspathiques. Je n'ai pas observé dans cette lame mince de biotite de néoformation.

b) Faciès de la partie inférieure de la série des embréchites.

L'échantillon étudié provient des Laghetti di Ceresole (cote 2190) sur le versant droit de la vallée de l'Orco, à l'aplomb de la coupole de granite d'anatexie des Scalari.

Macroscopiquement cette roche diffère de la précédente par la grosseur des porphyroblastes de microcline.

La composition minéralogique est la suivante (volumes p. cent):

quartz 48,1
microcline 21
albite (y compris l'albite de la saussurite) 14,8
muscovite (séricite) 10,1
biotite (chlorite) 2,2
zoïsite, épidote, 1,3
accessoires 2,5

La mésostase granoblastique de néoformation, composée de quartz recristallisé à extinction normale, de séricite, d'un peu de chlorite et, au voisinage des porphyroblastes de microcline, de petites plages isométriques d'albite maclée (An_{0-4}), est un peu plus développée que dans l'échantillon précédent.

Elle corrode plus largement les amygdales de quartz ancien, formées d'un ou de plusieurs individus à extinction onduleuse, ainsi que les porphyroblastes de microcline sodique (— 2V = 74°). L'albitisation marginale de ces derniers est moins nette; par contre l'albitisation interne déjà décrite pour l'échantillon précédent, est plus accentuée.

La biotite est nettement plus décolorée avec exsudat, dans les clivages p ou au voisinage du cristal, de granules d'ilménite et de sphène. La chloritisation de cette biotite ancienne n'est pas plus avancée que dans la zone de passage au granite d'anatexie.

Quelques nids de biotite de néoformation, en minuscules paillettes à polychroïsme intense et très contrasté (ng = brun rouge foncé, np = jaunâtre presque incolore) sont visibles.

Comme la biotite ancienne, la muscovite est écrasée entre les autres minéraux; elle est partiellement recristallisée en lamelles de séricite plus grandes que dans l'échantillon précédent et sur lesquelles on peut noter que l'angle d'axes est très petit ou nul (phengite).

Le plagioclase est réduit à une purée saussuritique à fond spongieux d'albite, saupoudré de granules de zoïsite, d'épidote et de paillettes submicroscopiques de séricite. Le tout présente une orientation très nette parallèle à la schistosité cristallophyllienne.

c) Faciès de la partie moyenne de la série des embréchites.

Il s'agit du faciès le plus largement répandu dans le groupe des migmatites du Grand Paradis et qui est caractérisé, comme je l'ai déjà dit, par la présence de gros yeux de microcline et d'amygdales de quartz, visiblement étirés et fracturés, englobés par une pâte schisteuse à tracé sinueux et de couleur gris verdâtre. Plusieurs dizaines de lames minces, faites sur des échantillons prélevés à des niveaux variables de cette partie de la série et dans tout le massif, ne m'ont révélé que des variations peu importantes par rapport au type moyen que je vais décrire.

Il provient du massif du Becco dell'Alpetta, situé sur le versant gauche de la vallée de l'Orco, à 4 km à vol d'oiseau au Nord Ouest de Noasca.

La composition minéralogique est la suivante (volumes p. cent):

quartz 48
microcline 12,6
albite (y compris l'albite de la saussurite) 18,5
muscovite et séricite 10,2
biotite (chlorite) 6,3
zoïsite, épidote 1,6
accessoires 2,8

La mésostase de néoformation, finement granoblastique, est plus largement développée que dans le cas précédent; elle est aussi plus riche en paillettes de chlorite et en plages isométriques d'albite (An_{0-4}); ces dernières sont principalement cantonnées au voisinage du microcline. Cette mésostase, qui forme maintenant de véritables lits, corrode d'une manière plus accentuée les amygdales de quartz et les yeux de microcline sodique (— 2V = 78°). La régression conséquente de ces minéraux résiduels est nette par rapport à l'échantillon décrit ci-dessus.

Même ainsi réduits, les porphyroblastes de feldspath potassique et les amygdales de quartz sont encore assez abondants. Ils sont très nettement étirés et leurs extrémités deviennent fusiformes; les granules de quartz de la mésostase se concentrent électivement dans ces parties terminales des porphyroblastes. Des fractures, perpendiculaires à la schistosité cristallophyllienne, sont fréquentes dans ces derniers; elles sont complètement cicatrisées par les minéraux de la mésostase, ce qui permet de penser que l'étirement responsable de ces fractures est à peu près contemporain des phénomènes de recristallisation du fond granoblastique.

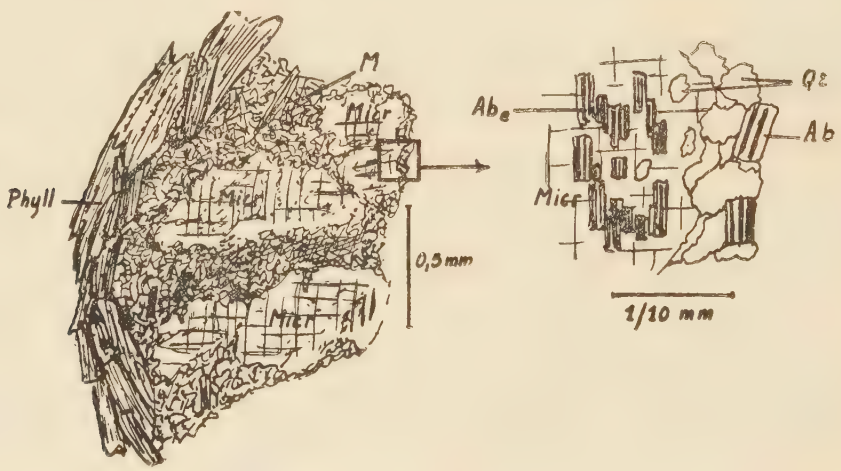


FIG. 22. — ALBITISATION DU MICROCLINE DANS LA PARTIE MOYENNE DE LA SÉRIE DES EMBRÉCHITES DU GRAND PARADIS.

L'ancien œil de microcline (Micr) bordé par un lit de biotite plus ou moins chloritisée et de phengite (Phyll) est largement corrodé (microcline en fantôme) par la mésostase de néoformation (quartz, albite, phengite). A un grossissement plus fort (à droite) on constate que le microcline est envahi par de l'albite en échiquier (Ab_e); Q2 = quartz de néoformation.

L'albitisation du microcline (Fig. 22) revêt fréquemment la structure en échiquier (G.H. Anderson [1937]). Les plages d'albite maclée qui interviennent dans cette structure ont la même composition (An_{0-4}) que celles du fond granoblastique. Certains yeux sont littéralement envahis par l'albite et le microcline n'apparaît plus que comme un « fantôme », parfois subdivisé en plusieurs fragments qui, comme on peut le vérifier à la lame de gypse teinte sensible, ont la même orientation optique et appartiennent donc à un même individu autrefois plus étendu.

On peut observer en outre, sur la partie périphérique des porphyroblastes de microcline, dans le cas assez rare où la corrosion par la mésostase est faible ou nulle, la présence de petites inclusions globuleuses de quartz, qui évoquent des bourgeons de myrmékite modifiés par la recristallisation. On pourrait expliquer ainsi, par des phénomènes de remaniements secondaires, l'absence presque totale, dans notre série, de myrmékite, alors que cette dernière est particulièrement caractéristique des migmatites normales.

La saussurite forme toujours des lits épais, bordés par les anciens lits phylliteux.

Dans ces derniers, la biotite ancienne est encore bien reconnaissable, mais elle est localement très décolorée avec exsudat dans les clivages de produits titanés. D'une façon générale, la chloritisation de la biotite est plus développée que dans la partie inférieure de la série. Des granules ou de petits prismes d'épidote et de zoïsite sont fréquemment enserrés dans les lamelles de biotite ancienne. La biotite de néoformation n'existe plus.

La muscovite ancienne, en grandes lamelles étirées dans le fond granoblastique, se différencie facilement de la séricite de néoformation, dont les paillettes sont toujours très petites et dont l'angle d'axes est voisin de 0° ou nul, alors que celui de la muscovite est normal (— 2V = 35°).

On peut noter dans ce type, que l'on rencontre sur plus de 1000 m d'épaisseur, quelques variations, à la vérité peu importantes.

C'est ainsi que le grenat est parfois présent dans ces embréchites: il s'agit d'almandin, toujours plus ou moins chloritisé, parfois réduit à l'état de squelette. Il fait partie de l'ancien fond minéral de la roche.

Plus rarement on peut observer, comme c'est le cas à la sortie aval de la localité de Fornolosa (vallée de l'Orco) quelques résidus de plagioclase dans les lits saussuritiques: il s'agit d'oligoclase (An_{16}), dont les bords sont littéralement rongés par l'albite qui forme le fond de la saussurite.

La composition du feldspath potassique varie peu: plusieurs dizaines de mesures m'ont montré qu'il s'agit presque toujours de microcline sodique. Cependant, on peut observer, comme c'est le cas dans les vallées de Valeille et de Valnontey, à l'Ouille des Pariotes, etc..., du microcline pur (—2V = 82°). Dans ces cas rarissimes, le microcline peut être entouré d'une couronne d'albite limpide, analogue à celle qui a été décrite dans le granite d'anatexie des Scalari. Il est intéressant de noter que les fractures perpendiculaires à la schistosité affectant l'œil de microcline, intéressent aussi la marge d'albite. Ces fractures sont toujours cicatrisées par la mésostase de néoformation.

Mais la variation la plus intéressante, à mon sens, est la suivante: dans certaines strates d'embréchites on observe la présence de phénoblastes xénomorphes et globuleux d'albite pure (An_0) très rarement maclée, analogues à ceux que j'ai décrits précédemment dans les gneiss albitiques du Charbonnel (Schistes lustrés). Cette albite appartient à une phase d'albitisation récente, car elle renferme poecilitiquement des débris de tous les autres minéraux et en particulier des plages d'albite maclée (An_4) appartenant à la mésostase granoblastique. Ces phénoblastes d'albite se situent préférentiellement dans les lits phylliteux où ils repoussent les lamelles de micas. Cette albitisation qui, on le verra ci-dessous, se développe largement au-dessus des embréchites, n'est que très sporadique dans la zone étudiée ici. Elle semble y affecter surtout des niveaux de puissance toujours très réduite, qui sont les seuls à présenter une légère cataclase.

d) Faciès de la partie supérieure de la série des embréchites.

Ce faciès se rencontre principalement dans la partie périphérique du massif migmatitique et dans la zone des hauts sommets (massif des Levanna, groupe montagneux du Grand Paradis).

Les yeux sont encore nombreux, mais beaucoup plus petits que dans la zone sous-jacente. Ce faciès annonce donc les embréchites rubannées qui lui succèdent, localement, à l'extrême sommet de la série.

L'échantillon étudié provient de la vallée de Valeille un peu en amont de l'Alpe Valeille (cote 2040).

La composition minéralogique est la suivante (volumes p. cent):

quartz 36
microcline 13,1
albite 26
biotite (chlorite) 10,7
phengite 8,7
épidote, zoïsite, calcite 2
accessoires 3,5

Les amygdales de quartz sont presque complètement recristallisées en fins granules dentelliformes (0,09 mm). Le quartz ancien, toujours à extinction onduleuse, ne subsiste plus qu'à l'état de fantômes très réduits et à contours très corrodés.

Le microcline sodique présente le même aspect. On distingue très bien au microscope les anciens contours des porphyroblastes fusiformes, grâce aux lits phylliteux qui les dessinent encore. L'espace situé entre ces derniers et le fantôme de microcline, est comblé par la mésostase de néoformation (quartz recristallisé, petites plages d'albite maclée (An_5), séricite, granules d'épidote et de zoïsite, petites plages xénomorphes de calcite).

La saussurite est pratiquement inexistante: le plagioclase calco-sodique devait donc être très rare au sommet de la série, c'est-à-dire au voisinage de l'ancien front de migmatisation.

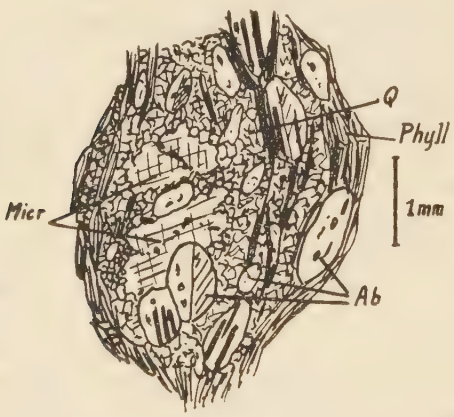


FIG. 23. — ALBITISATION DANS LA PARTIE SUPÉRIEURE DE LA SÉRIE DES EMBRÉCHITES DU GRAND PARADIS.

L'ancien porphyroblaste de microcline (Micr) largement corrodé par la mésostase de néoformation est réduit à l'état de fantôme. Ses anciens contours ne sont visibles que grâce aux anciens lits phylliteux (Phyll) constitués par de la biotite fortement chloritisée ou décolorée et par de la phengite. L'albite pure (Ab) s'individualise sous forme de phénoblastes xénomorphes globuleux sans se substituer au microcline.

Par contre l'albite est extrêmement développée (Fig. 23). Il s'agit toujours d'albite pure (An_0) qui se présente en phénoblastes xénomorphes qui peuvent atteindre 1 mm de longueur et sont alors visibles à l'œil nu sur la roche: ils ont tendance à former des zones feldspathiques en amandes allongées, ou bien ils se groupent en amas simulant des porphyroblastes de microcline mais de dimensions plus réduites (1 cm de longueur maxima). Cette dernière disposition est proche de celle qui caractérise les embréchites albitiques de Fornello, que je décrirai plus loin.

La biotite, qui enserre des fragments d'épidote ou de zoïsite, est en grande partie chloritisée ou décolorée; dans ce dernier cas, les clivages sont bourrés de granules submicroscopiques de produits titanés.

La muscovite ancienne, qui était reconnaissable dans les zones sous-jacentes grâce à son angle d'axes normal, est désormais remplacée par un mica légèrement verdâtre en masse, présentant

en lame mince un très léger polychroïsme dans les tons vert pâle et un angle d'axe petit ou nul: il s'agit de phengite (1).

e) Conclusion a l'étude pétrographique des embréchites du Grand Paradis.

Avant de décrire les faciès secondaires du groupe des migmatites du Grand Paradis, il me semble opportun de tirer quelques conclusions générales de l'étude pétrographique détaillée des embréchites œillées.

Cette étude confirme pleinement les caractères anormaux de ces roches, que l'examen macroscopique permettait déjà de soupçonner. Il faut cependant noter que les importantes modifications constatées dans la composition minéralogique de ces roches, de la base au sommet de la série, n'entraînent pas de changements considérables dans leur texture qui, en gros, reste très homogène, ce qui permet, malgré tout, de diagnostiquer à coup sûr, sur le terrain, des embréchites.

L'étude pétrographique, malgré les récurrences locales de faciès et les irrégularités de détail, montre que les transformations subies sont d'autant plus profondes qu'on s'élève vers les termes supérieurs de la série. On peut les attribuer à deux phénomènes importants intimement superposés: la rétromorphose d'une part et l'albitisation d'autre part.

1° — *Rétromorphose.*

Dans les niveaux les plus profonds des embréchites, comme dans le granite d'anatexie fondamental sous-jacent, la structure et surtout la composition minéralogique originelle des embréchites sont peu modifiées. Cependant la structure est déjà blastoporphyrique: il y a en effet formation aux dépens des minéraux anciens, d'une mésostase de néoformation en proportion toujours faible. Cette mésostase, principalement constituée de quartz très finement recristallisé et à extinction normale, corrode légèrement les grosses amygdales de quartz ancien à extinction onduleuse et les porphyroblastes de microcline. Les fractures qui affectent ces minéraux résiduels, sont constamment cicatrisées par la mésostase, ce qui indique que la tension subie par la roche est contemporaine de la recristallisation. Les minéraux les plus touchés sont les plagioclases et les micas. Les plagioclases, qui étaient déterminables dans le granite d'anatexie fondamental, sont presque complètement transformés en saussurite; la biotite, qui par endroits recristallise encore, est partiellement chloritisée et surtout décolorée, déferrifiée et détitanisée; la muscovite ancienne recristallise partiellement en séricite qui est englobée dans le fond granoblastique de néoformation.

Dans la partie moyenne des embréchites, les effets de la rétromorphose sont plus étendus. Le quartz et le microcline résiduels ne forment plus que des noyaux très réduits, car ils sont largement corrodés et remplacés par la mésostase dont le volume a considérablement augmenté. Les plagioclases sont complètement saussuritisés et forment

(1) Lorsque ce mica est largement répandu dans les lits phylliteux, ce qui est fréquent, il donne aux surfaces *s* un aspect soyeux et une teinte gris verdâtre. Je discuterai de ses caractères chimiques et minéralogiques lors de l'étude du groupe des gneiss minuti de Sparone (Voir analyse n° 22, p. 171). Il est probable que tout ce que j'ai appelé « séricite » jusqu'à présent, dans le groupe des migmatites du Grand Paradis, est en réalité de la phengite: en effet, toutes les fois qu'une mesure de l'angle des axes optiques est possible sur ces lamelles de « séricite », elle donne une valeur nulle ou très petite.

Il faut noter cependant que le mica blanc dérivant de la biotite par décoloration ne présente jamais le polychroïsme dans les tons vert jaunâtre pâle de la phengite et que son angle d'axes est — 2V = 20-25°. Il est difficile de préciser la nature exacte de ce mica, mais il semble plus proche, par ces caractères optiques, d'une muscovite que d'une phengite.

des lits irréguliers, orientés suivant la schistosité cristallophyllienne. La chloritisation de la biotite ancienne se généralise mais on n'observe plus de biotite de néoformation. La recristallisation de la muscovite ancienne en phengite, englobée dans le fond granoblastique, se développe.

Enfin, dans les zones supérieures des embréchites, la mésostase se charge de chlorite de néoformation et se substitue presque complètement au quartz et au microcline anciens qui sont réduits à l'état de fantômes. La muscovite ancienne est complètement recristallisée en phengite, qui donne à la roche un aspect verdâtre qu'elle n'avait pas dans les zones sous-jacentes.

En résumé, l'action de la rétromorphose se traduit de bas en haut de la série:

— par une saussuritisation très rapide mais progressive des plagioclases calco-sodiques,

— par une chloritisation et une décoloration lentes mais croissantes de la biotite,

— par un développement progressif de la recritallisation générale et une réduction concomitante des minéraux résiduels.

L'existence étendue de ces phénomènes dans l'ensemble du massif démontre que les embréchites œillées sont des roches polymétamorphiques, rétromorphosées. D'autre part, sans insister sur cette question qui sera développée plus loin, on peut noter que tous les minéraux de néoformation, si on excepte la biotite qui recristallise à l'extrême base de la série, appartiennent à la zone des Micaschistes supérieurs.

2° — *Albitisation.*

A ces phénomènes de métamorphisme rétrograde, se superpose une albitisation qui semble s'être effectuée en plusieurs phases échelonnées dans l'espace et dans le temps.

La première phase est limitée à l'albitisation du microcline sodique à la base de la série. Elle se traduit par la présence autour de ce minéral d'une couronne irrégulière d'albite non maclée (An_5) qui émet vers l'intérieur du microcline des veinules d'albite de même composition. Cette albite est antérieure à la cristallisation de la mésostase granoblastique de néoformation qui la traverse par endroits.

La deuxième phase se développe dans toute la série des embréchites. Peu importante à la base, elle devient maxima dans les zones moyennes puis semble s'affaiblir au sommet de la série. Elle est contemporaine de la recristallisation, puisqu'elle se fait par substitution marginale au microcline d'une albite maclée (An_{0-4}) qui appartient à la mésostase. On peut aussi attribuer à cette phase, la substitution interne au microcline d'albite (An_{0-4}) en granules disséminés ou en échiquier.

Enfin on peut distinguer une phase d'albitisation tardive qui, nulle à la base de la série, sporadique dans les zones moyennes, se développe considérablement dans les zones supérieures où elle se traduit par la présence de nombreux phénoblastes d'albite pure.

Il est intéressant de noter que, si la première phase peut être attribuée à une remobilisation ou à une exsolution des ions Na contenus dans le feldspath potassique originel, l'albite des deux autres phases ne peut provenir de la transformation des plagioclases. Cette albite se montre en effet, d'une part, complètement indépendante de celle qui dérive, par saussuritisation, des plagioclases, et, d'autre part, elle existe surtout dans les embréchites du sommet de la série, très pauvres originellement en plagioclases calco-sodiques puisqu'on n'y observe pas de saussurite. Un apport sodique, probablement

de nature hydrothermal, a donc dû se superposer à la rétromorphose et sans doute même la dépasser dans le temps.

Cet apport est nettement mis en évidence par les analyses chimiques suivantes qui se rapportent aux échantillons décrits ci-dessus.

Analyse n° 14: *Embréchite œillée:* Laghetti di Ceresole (Partie inférieure de la série). An nouv.: H. Brusset (Toulouse, 1951).

Analyse n° 15: *Embréchite œillée:* Becco dell'Alpetta (Partie moyenne de la série). An. nouv.: H. Brusset (Toulouse, 1950).

Analyse n° 16: *Embréchite œillée:* Vallée de Valeille (Partie supérieure de la série). An. nouv.: C. Rouger (Clermont, 1952).

	AN. N° 14	AN. N° 15	AN. N° 16
SiO^2	75,52	73,61	72,18
Al^2O^3	13,42	16,81	14,59
Fe^2O^3	0,51	0,14	0,95
FeO	2,17	2,07	1,72
MgO	0,72	0,90	0,50
CaO	0,88	0,75	1,70
Na^2O	1,52	2,08	3,13
K^2O	3,97	2,36	3,94
TiO^2	0,26	0,26	0,28
P^2O^5	traces	traces	0,29
MnO	traces	traces	0,05
H^2O+	0,96	0,85	0,24
H^2O-	0,00	0,05	0,00
Total	99,93	99,88	99,57

Nomenclature de l'équivalent éruptif (A. Lacroix): *granites calco-alcalins orthosi-plagioclasiques.*

	Paramètres C.I.P.W.				Or/plag.	Paramètres de Niggli				
	p	*q*	*r*	*s*		*si*	*al*	*fm*	*c*	*alc*
14	I	3	2	2(3)	1,3	472	49	20	6	25
15	I'	'3	'2	3'	0,64	422	57	18	4,5	20,5
16	I	3 (4)	2	3	0,69	384	46	15,5	9,5	29

Si on veut bien se rappeler que la teneur en Na^2O du granite d'anatexie fondamental des Scalari est de 1,53 (Analyse 12), on constate bien, grâce aux analyses précédentes, que l'albitisation dans les zones inférieures des embréchites ne montre pas de progression par rapport au granite d'anatexie fondamental. Par contre, les teneurs en soude sont en augmentation constante au fur et à mesure qu'on s'élève dans la série.

On voit, par ailleurs, que, si on excepte l'augmentation progressive des teneurs en soude et la diminution graduelle des teneurs en silice, les autres constituants chimiques des embréchites subissent des variations peu importantes ou nulles. Il semble donc que la rétromorphose se soit exercée sans modifications considérables de la composition chimique globale, provoquant seulement des réaménagements moléculaires.

2. — **Embréchites rubannées.**

Ce faciès ne présente pas un développement important: on peut le rencontrer à n'importe quel niveau de la série des embréchites œillées, mais surtout à l'extrémité périphérique de la coupole migmatitique. Les zones constituées par ces embréchites, plus ou moins diffuses au milieu des embréchites œillées, ne dépassent jamais quelques dizaines de mètres de puissance; c'est la raison pour laquelle je ne les ai pas distinguées cartographiquement au 1/100.000.

Leur composition minéralogique est identique à celles des embréchites œillées, auxquelles elles passent en toute continuité. Les modifications que j'ai décrites en détail pour ces dernières se retrouvent dans les embréchites rubannées. On peut noter cependant d'une façon générale que le microcline y est beaucoup moins albitisé. Cette particularité est peut-être à mettre en relation avec le fait que le feldspath potassique ne s'y présente plus en porphyroblastes énormes, mais en plages isolées, noyées dans le quartz de néoformation; l'ensemble forme des lits quartzo-feldspathiques minces, alternant avec les lits phylliteux, disposition qui confère à ces embréchites leur texture spéciale.

3. — **Granites porphyroïdes d'anatexie locale.**

J'ai déjà signalé que la zone de passage entre les embréchites œillées et le granite d'anatexie locale, peut être caractérisée, comme c'est le cas pour les gisements des vallées du Piantonetto et de la Vercellina, par le fait que les porphyroblastes de feldspath deviennent hypidiomorphes et ne sont plus forcément orientés parallèlement à la schistosité cristallophyllienne. Cette dernière disparaît ensuite peu à peu et on arrive au granite lui-même. Je ne décrirai pas en détail ce faciès, d'ailleurs très localisé, car la composition minéralogique y est absolument identique à celle des embréchites œillées et du granite d'anatexie locale.

a) Granite porphyroïde a deux micas.

Ce granite se différencie du granite d'anatexie fondamental des Scalari, précédemment étudié, non seulement par son mode de gisement, qui est lenticulaire au lieu d'être en coupole, mais aussi par sa structure dont le caractère dominant est d'être porphyroïde. De plus, alors que le granite d'anatexie des Scalari ne montrait que très localement une texture légèrement planaire, on note dans les trois principaux gisements de granite d'anatexie locale une foliation plus marquée et surtout beaucoup plus constante.

La composition minéralogique est à peu de chose près la même dans tous les gisements étudiés. Aussi ne la décrirai-je qu'une fois sur un échantillon provenant de la gorge de Teleccio, dans la haute vallée du Piantonetto, affluent de la rive gauche de l'Orco (Fig. 24). Cette roche est formée de (volumes p. cent):

quartz 36
microcline (albite) 27,9
oligoclase (saussurite) 23
biotite (chlorite) 5,8
muscovite et phengite 4,1
accessoires (grenat, apatite, ilménite, etc...) 3,2

La structure est faiblement cloisonnée, porphyroïde.

Le quartz se présente en superindividus à extinction onduleuse, corrodés par du quartz de recristallisation (0,1 mm) à extinction normale, formant la majeure partie de la mésostase de néoformation qui est peu développée.

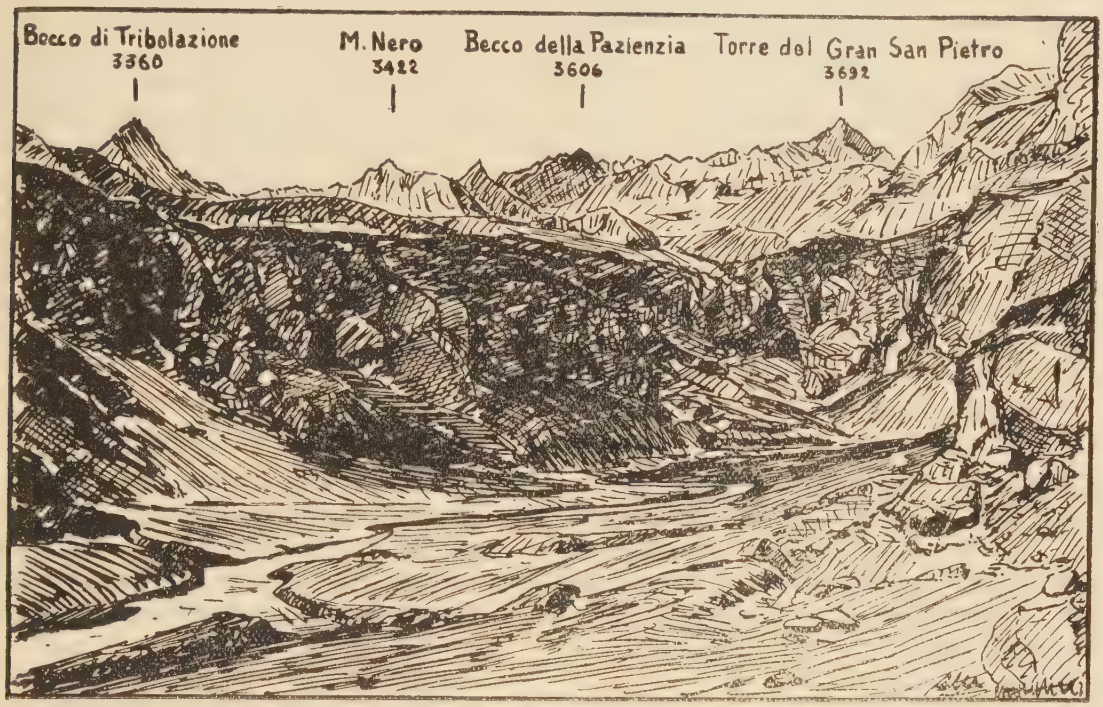


FIG. 24. — PANORAMA DE LA HAUTE VALLÉE DU TORRENT DE PIANTONETTO

Au premier plan le cirque du Piano di Teleccio où serpente le torrent de Piantonetto. Ce cirque est creusé dans une énorme lentille de granite porphyroïde d'anatexie locale; la crête du cirque correspond à peu près à la limite supérieure du granite. Au-dessus, ce dernier, qui passe rapidement aux embréchites œillées, plonge régulièrement sous ces roches qui forment tous les sommets visibles au second plan et à l'horizon.

Le microcline sodique (— 2V = 78°) est en grosses sections hypidiomorphes (2 à 3 cm de longueur) légèrement corrodées par la mésostase et légèrement albitisées. L'albitisation marginale est faible ou nulle. L'albitisation interne se traduit par des plages d'albite maclées (An_2), isométriques (0,3 mm); bien que disséminées en échiquier lâche à l'intérieur du feldspath potassique, elles gardent toutes la même orientation optique.

Les plagioclases (Oligoclase An_{20-26}) se présentent en gros porphyroblastes hypidiomorphes, légèrement plus petits que ceux de microcline. Leur saussuritisation est inégale dans la même plaque mince. Certaines sections sont complètement saussuritisées avec fond d'albite bourré de paillettes de séricite non orientées et de granules d'épidote, de zoïsite et de quartz. Dans d'autres sections, la saussuritisation est beaucoup plus légère et on distingue encore les macles du plagioclase. Dans d'autres encore, la saussurite n'occupe que le centre du cristal, qui se trouve ainsi bordé par une couronne très régulière d'oligoclase non transformé. Enfin certains cristaux ne présentent pas du tout d'altération.

La biotite, qui présente les mêmes phénomènes d'effilochement terminal que dans le granite d'anatexie fondamental, est partiellement chloritisée ou décolorée avec exsudat dans les clivages ou, à l'extérieur du cristal, dans le quartz de la mésostase, de granules d'ilménite, de leucoxène et d'anatase.

La muscovite forme de longues lamelles plus ou moins accolées à la biotite; elle possède son angle d'axes normal (— 2V = 35°). Par contre dans le fond granoblastique, on note de petites paillettes de phengite.

Le grenat est largement chloritisé ou sériciti sé. Il est parfois pseudomorphosé en épidote. Le quartz de néoformation pénètre par endroits les cassures élargies de ce minéral résiduel.

Les variations par rapport à ce type moyen sont peu importantes. Dans le gisement de la vallée du Lazin, la structure est moins nettement porphyroïde et les phénomènes de recristallisation sont plus avancés, la mésostase de néoformation occupant un volume plus considérable. Dans le même gisement et dans celui de la vallée de la Vercellina, l'oligoclase est plus abondant et sa basicité (An_{25-30}) est plus forte; ces faits sont bien mis en relief par l'analyse chimique (Voir les teneurs comparées en CaO des analyses n° 17 et 18). De plus, ce plagioclase résiduel se présente là en porphyroblastes hypidiomorphes plus grands que ceux de microcline et atteignant 5 cm de longueur; leur saussuritisation est inégalement développée, comme dans le granite du Piantonetto. Enfin, la rareté de la muscovite ancienne est remarquable.

On doit retenir de cette description pétrographique les deux faits suivants:

— bien que les lentilles de granite d'anatexie locale soient toutes situées dans les zones supérieures de la série des embréchites du Grand Paradis, les phénomènes de rétromorphose et d'albitisation y sont beaucoup moins développés. La composition et la structure originelles y sont donc beaucoup mieux conservées; en particulier les plagioclases qui étaient complètement saussuritisés dès la base de la série embréchitique, sont encore déterminables.

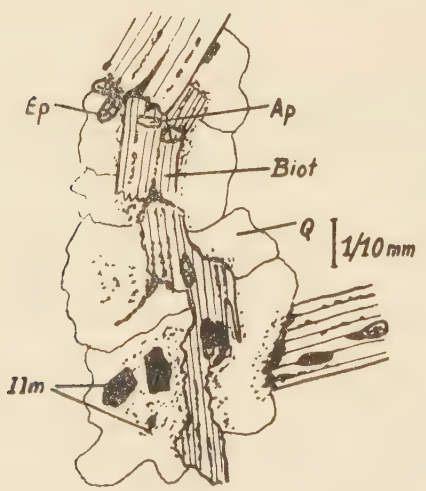


FIG. 25. — MICROGRAPHIE DE GRANITE PORPHYROÏDE D'ANATEXIE LOCALE (VALLÉE DE LA VERCELLINA).

La biotite (Biot) est décolorée par rétromorphose avec exsudation de produits ferro-titanés (Ilm) qui jalonnent ses clivages ou qui sont englobés dans le quartz recristallisé (Q). On note aussi la présence de granules d'épidote (Ep) dans les clivages du mica; Ap = apatite.

— la transformation de la biotite, avec expulsion de produits ferro-titanés, semble correspondre à une phase ancienne, sinon initiale, des processus de rétromorphose, puisque les minerais ainsi formés sont englobés par le quartz de néoformation: ce phénomène n'avait pu être mis en évidence dans la série des embréchites (Fig. 25).

Analyse n° 17: *Granite porphyroïde d'anatexie locale à deux micas,* Piano di Teleccio, vallée du Piantonetto. An. nouv.: C. Rouger (Clermont, 1951).

Analyse n° 18: *Granite porphyroïde d'anatexie locale à deux micas,* Lazinetto, vallée de Forzo. An. nouv.: C. Rouger (Clermont, 1951).

	AN. N° 17	AN. N° 18
SiO^2	71,88	69,78
Al^2O^3	14,91	14,46
Fe^2O^3	0, 26	0,90
FeO	1,45	2,40
MgO	0,62	1,72
CaO	1,23	1,61
Na^2O	2,27	2,04
K^2O	5,59	5,02
TiO^2	0,29	0,73
P^2O^5	0,32	0,26
MnO	0,05	0,04
H^2O+	0,31	0,13
$H^2O—$	0,11	0,20
Total	99,29	99,29

Composition virtuelle:

	17	18		17	18
Q	33,42	32,82	SiO^3Mg	1,50	4,20
Or	33,36	29,47	SiO^3Fe	1,85	2,38
Ab	19,38	16,77	Ma	0,46	1,39
An	4,17	6,39	Ilm	0,61	1,37
Cor	3,47	3,47	Ap	0,67	0,67
Σ coupholites	93,80	88,92	Σ barylites	5,09	10,01
Or/plag.	1,41	1,27			

Nomenclature de l'équivalent éruptif (A. Lacroix): *granites monzonitiques.*

	Paramètres C.I.P.W.				Paramètres de Niggli				
	p	*q*	*r*	*s*	*si*	*al*	*fm*	*c*	*alc*
17	I	(3) 4	(1) 2	(2) 3	395	48	13	7	32
18	I (II)	3 (4)	2	(2) 3	340	41,5	25	8,5	25

Ces analyses montrent que ces granites ont une composition chimique sensiblement différente de celle du granite d'anatexie fondamental des Scalari (Analyse n° 12) dont l'équivalent éruptif (A. Lacroix) est un granite calco-alcalin perorthosique. Ils sont en particulier beaucoup moins alumineux. Par contre, leur composition chimique est très voisine de celle des embréchites œillées qui les renferment et qui appartiennent aux zones supérieures de la série (comparer avec l'analyse 16). La seule différence réside dans leur pauvreté en Na^2O et leur richesse en CaO, par rapport aux embréchites encaissantes: l'étude micrographique laissait prévoir ces deux faits, en montrant dans nos granites d'anatexie locale une albitisation plus faible et un plagioclase plus abondant et plus basique que dans les embréchites œillées.

b) Faciès accessoires:

1° *Gneiss albitiques en septa.*

On rencontre au sein des granites d'anatexie locale des septa de gneiss albitiques à deux micas et à grenat qui présentent les mêmes caractères dimensionnels et minéralogiques que ceux décrits dans le granite d'anatexie fondamental des Scalari. Ce sont, comme ces derniers, d'anciens micaschistes à deux micas rétromorphosés et albitisés.

On peut noter toutefois les différences suivantes:

— on n'y trouve jamais de biotite de néoformation,

— la recristallisation du fond granolépidoblastique y est plus avancée,

— les porphyroblastes d'oligoclase y sont fréquents. Dans certains cas (Vallée de la Vercellina), ils sont parfaitement idiomorphes et atteignent de grandes dimensions (4 cm $\times$ 0,7 cm). Il s'agit d'oligoclase (An_{26}) fortement corrodé par les minéraux de néoformation et irrégulièrement saussuritisé. Cet oligoclase est donc résiduel et sa présence montre que la migmatisation s'est limitée dans ces anciens micaschistes à un rapport de nature calco-sodique.

2° *Micaschistes à deux micas à lits d'albitite en septa.*

Dans le gisement de Piantonetto, l'albitisation de certains septa revêt un faciès spécial, très proche de celui des épibolites, défini par J. Jung et M. Roques [1952]: la roche présente des alternances de lits schisteux et de lits leucocrates à grain fin, l'ensemble pouvant prendre une allure flexueuse ou même plissotée. Les strates schisteuses sont totalement dépourvues d'albite et on peut constater qu'il s'agit de micaschistes à deux micas et grenat à structure granolépidoblastique typique, constitués par des lits de quartz recristallisé alternant avec des lits phylliteux où abondent les écailles de phengite et de biotite partiellement chloritisée ou décolorée, ainsi que des grenats et des granules de zoïsite et d'épidote. Ces lambeaux de micaschistes qui avaient été épargnés par la migmatisation calco-sodi-potassique ancienne ont échappé aussi à l'albitisation postérieure. Cette dernière s'est faite en effet ici par lits distincts, constitués par des phénoblastes, xénomorphes et presque jointifs, d'albite pure; les méats sont comblés par un peu de quartz et de chlorite; çà et là existent quelques plages de tourmaline (schorlite) qui est contemporaine de l'albite, les deux minéraux cristallisant dia blastiquement. Sur les bordures, au contact du micaschiste, les phénoblastes d'albite présentent leur aspect habituel: ils englobent poecilitiquement tous les minéraux du micaschiste; la tourmaline entoure elle aussi des grenats résiduels.

3° *Aplite albitique.*

Dans les blocs de granite porphyroïde qui sont actuellement exploités à Rosone dans le cône de déjection du torrent de Piantonetto, on peut voir des filons d'aplite, larges de quelques décimètres, concordants ou discordants avec l'alignement du granite. La roche est analogue à celle que j'ai décrite dans le granite d'anatexie fondamental des Scalari. Je n'ai pas réussi à la retrouver en place dans le gisement lenticulaire de la haute vallée du Piantonetto, dont ces blocs proviennent sans aucun doute.

Cette aplite diffère cependant de celle des Scalari par sa plus grande abondance en phénoblastes d'albite et en plages de tourmaline, ainsi que par sa richesse en petits prismes d'apatite. On y observe en outre une certaine schistosité parallèle aux épontes des filons. Enfin, dans la zone de contact elle contient quelques lamelles de biotite décolorée appartenant au granite encaissant.

4. — Gneiss minuti en septa dans les embréchites.

J'ai signalé plus haut que dans toute la série des embréchites œillées, il existe de nombreux septa de gneiss minuti dont l'étude pétrographique montre qu'ils appartiennent tous au niveau des gneiss albitiques à biotite de Pessinetto.

Ces roches qui forment des lentilles interstratifiées de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres de puissance, se présentent sous des faciès différents:

— gneiss minuti à faciès de Bonneval, caractérisé par la présence de microcline,
— gneiss albitiques à deux micas, correspondant au faciès typique des gneiss de Pessinetto,
— embréchites albitiques du type de Fornello.

Je serai amené ci-dessous, lors de l'étude du groupe des gneiss minuti de Sparone, à décrire en détail ces divers faciès. Je me bornerai donc ici à donner leurs caractères principaux.

a) Gneiss minuti a faciès de Bonneval.

J'ai défini (1re partie) ce faciès dans la vallée de l'Arc où il constitue presque en totalité l'auréole périphérique de gneiss minuti surmontant le groupe des migmatites du Grand Paradis, dans les environs de Bonneval et dans le dôme de la Cristallière. Mais il existe aussi en septa intercalés dans la série des embréchites. Tel est le cas des deux lentilles que l'on recoupe, le long de la vallée de l'Orco, entre Noasca et Fornello et dont j'ai décrit les conditions de gisement.

Il s'agit de roches à texture finement litée, mais contenant de petits yeux de microcline, très dispersés. Par ces caractères minéralogiques, comme par son mode de gisement au-dessus ou à l'intérieur des embréchites, ce faciès est essentiellement transitionnel entre embréchites œillées et gneiss minuti typiques.

De fait, dans les deux septa de la vallée de l'Orco, en amont de Grusiner d'une part et en amont de Fornolosa d'autre part, on traverse sur plus de cinq cents mètres, des roches gneissiques qui passent très graduellement aux embréchites œillées encaissantes. Ce passage se fait par diminution progressive du nombre et de la taille des porphyroblastes de microcline: la trame devient donc de plus en plus prépondérante et la roche prend finalement, dans la partie centrale de la lentille, un aspect de gneiss à grain fin qui rapellerait de très près celui des gneiss minuti typiques, s'il n'y subsistait encore quelques noyaux épars de microcline ne dépassant que très rarement 1 cm de longueur.

La composition minéralogique est identique dans les deux septa en question (Fig. 26). Je la décrirai sur un échantillon prélevé dans le septum de Grusiner, sur la rive gauche de l'Orco, en face du village de Fornetti. Cette roche est composée de:

quartz
microcline
biotite
muscovite
grenat
albite
phengite
chlorite
épidote
(ilménite)

Le quartz se présente, comme dans les embréchites encaissantes, en nodules résiduels à extinction onduleuse et très largement corrodés par du quartz recristallisé formant la majeure partie de la mésostase de néoformation. Dans cette dernière on trouve en outre des paillettes de phengite, de chlorite (pennine), quelques grenats résiduels chloritisés, des granules d'épidote et enfin des plages d'albite maclée An_3. Ces dernières sont surtout fréquentes aux abords du feldspath potassique (microcline: — 2V = 80°), qui est extraordinairement rongé par la mésostase. Ce microcline ne présente pas d'albitisation interne.

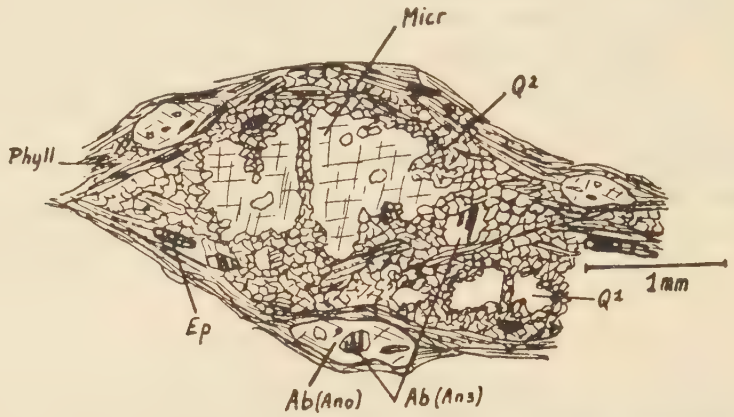


FIG. 26. — MICROGRAPHIE DE GNEISS MINUTI A FACIÈS DE BONNEVAL (FORNETTI).

Micr = microcline, Phyll = phyllites, Ep = épidote, Ab = albite, Q1 = quartz ancien, Q2 = quartz de néoformation.

Les anciens lits phylliteux sont surtout riches en biotite ancienne, chloritisée ou décolorée avec exsudat d'ilménite et de granules d'épidote dans les clivages p. Des lamelles effilochées de muscovite résiduelle (angle d'axes normal) sont entremêlées avec celles de biotite.

Le fond granolépidoblastique est en outre imbibé d'albite pure. Ce minéral se présente en phénoblastes xénomorphes non maclés, atteignant 1 mm de longueur et englobant poecilitiquement des fragments de tous les autres minéraux de la roche, y compris des plages d'albite maclée An_3.

Les variations par rapport à ce type moyen sont peu importantes. Je signalerai cependant que sur certains échantillons, par exemple à 700 m en amont de Grusiner, les phénoblastes d'albite se groupent pour former de petits yeux ovoïdes pouvant atteindre 7 à 8 mm de longueur: la roche présente alors localement l'aspect des embréchites albitiques œillées que je décrirai ci-dessous.

L'étude pétrographique nous apprend que ces roches ont été rétromorphosées puis largement albitisées. Si on fait abstraction de ces deux phénomènes, on doit admettre que la roche originelle était soit une embréchite œillée dont les yeux de microcline auraient été presque complètement détruits par rétromorphose, soit un micaschiste à deux micas et grenat, très faiblement atteint par la migmatisation calco-sodi-potassique ancienne, puis rétromorphosé ultérieurement et enfin largement imbibé par la métasomatose sodique récente. D'une part, l'absence de plagioclases basiques ou de saussurite qui en dériverait par rétromorphose, d'autre part l'étude générale des septa de gneiss minuti contenus dans les embréchites et dans les granites d'anatexie, permettent de conclure en faveur de la deuxième hypothèse.

b) Gneiss albitiques a deux micas.

Ce faciès que nous retrouverons largement développé dans le groupe des gneiss minuti de Sparone (niveau des gneiss de Pessinetto) est aussi le plus fréquent dans les nombreux septa intercalés dans le groupe des migmatites. Je rappellerai que je l'ai déjà décrit dans le groupe du granite d'anatexie fondamental des Scalari et aussi dans les lentilles de granite d'anatexie locale: dans les deux cas l'étude pétrographique et chimique et les conditions de gisement m'ont permis de conclure qu'il s'agissait d'anciens micaschistes à deux micas épargnés par la migmatisation calco-sodi-potassique, plus ou moins rétromorphosés ensuite et finalement albitisés.

Il serait fastidieux de donner une description pétrographique spéciale pour chacun des nombreux septa contenus dans le groupe des migmatites. La composition minéralogique est en effet à peu près constante, qu'il s'agisse des septa intercalés à la base ou au sommet des embréchites. Je me contenterai donc de décrire un échantillon prélevé dans le grand septum de gneiss albitiques à deux micas des vallons du Roc et de Ciamousseretto, situé sur le versant gauche de la vallée de l'Orco au Nord Ouest de Noasca. L'échantillon provient de la rive droite du ruisseau de Ciamousseretto, au-dessus du hameau de Fragno, à la cote 1470.

La roche présente une texture gneissique très finement litée. La composition minéralogique est la suivante (volumes p. cent):

quartz 43,9
biotite, muscovite, phengite, chlorite 31,4
albite 18,9
grenat 1
accessoires (épidote, zoïsite, ilménite, sphène, calcite) 4,8.

Le quartz, qui semble entièrement recristallisé, forme des lits assez réguliers englobant de nombreux petits grenats légèrement épidotisés ou chloritisés, des lamelles de pennine et de phengite, et de rares granules d'épidote et de zoïsite. Quelques plages de calcite comblent les méats entre les grains de quartz.

Les lits phylliteux comportent quelques lames de muscovite et des lames plus nombreuses de biotite, chloritisée ou décolorée; cette décoloration s'accompagne d'exsudation d'ilménite dans les clivages ou d'expulsion de sphène groupé en petits agrégats aux alentours du mica.

L'albite imbibe toute la roche et se présente, comme d'ordinaire, en phénoblastes xénomorphes englobant poecilitiquement des témoins de tous les autres minéraux de la roche. Il s'agit d'albite An_0, parfois maclée Calrsbad.

Les variations par rapport à ce type sont peu importantes. On ne peut noter, dans les septa des gneiss minuti, une progression de la rétromorphose aussi régulière que celle mise en évidence dans la série des embréchites. En effet, dès les septa intercalés à la base de la série, par exemple celui qui vient d'être étudié, la recristallisation est presque complète. Le seul minéral résiduel bien conservé et sur lequel on peut observer des transformations progressives depuis les septa de la base jusqu'à ceux des zones supérieures des embréchites, est la biotite, qui se chloritise ou se décolore de plus en plus.

Dans certains échantillons, par exemple sur la rive gauche du vallon du Roc, au-dessous de Frandin, les grenats peuvent être plus nombreux et répartis presque uniformément dans la roche.

On peut aussi noter des degrés variables dans l'albitisation de ces roches. C'est ainsi que dans plusieurs septa (vallon du Roc, septum du Valsavaranche, etc...), certaines zones sont très peu albitisées et passent progressivement aux micaschistes à deux micas qui seront étudiés ci-après; au contraire dans d'autres septa, comme ceux de la région

de la Punta Tressi (versant droit de la vallée de Campiglia), la roche prend un aspect de leptynite feldspathique, finement litée, où l'albite occupe près de 70 % de la roche, le reste étant formé de lits quartzo-phylliteux très pauvres en micas et en chlorite.

Dans certaines zones enfin, l'albite apparaît tellement chargée de débris de tous les autres minéraux de la roche, qu'on peut penser que la roche a été légèrement mylonitisée, antérieurement à l'albitisation (les macles de Carlsbad de l'albite ne sont jamais fracturées). Le quartz de recristallisation présente en outre une extinction onduleuse qu'il ne possède jamais dans les embréchites œillées encaissantes, et les lamelles de micas sont légèrement tordues. Une telle structure faiblement cataclastique est, sporadiquement, assez fréquente dans tous les septa de gneiss albitiques de quelque importance. Ce fait est sans doute à mettre en liaison avec l'albitisation subie par ces roches, qui est d'une façon générale plus intense que celles des embréchites encaissantes. On se rappelle que les zones albitisées du groupe des Schistes lustrés (Gneiss du Charbonnel) sont aussi des zones affectées par la cataclase.

La composition chimique du gneiss albitique décrit ci-dessus est la suivante:

Analyse n° 19: *Gneiss albitique à deux micas.* Fragno, vallon de Ciamousseretto. An. nouv.: C. Rouger (Clermont, 1952).

	AN. N° 19
SiO^2	63,67
Al^2O^3	19,35
Fe^2O^3	0,50
FeO	3,76
MgO	3,10
CaO	1,02
Na^2O	2,73
K^2O	3,26
TiO^2	0,61
P^2O^5	0,05
MnO	0,05
H^2O+	1,76
H^2O-	
Total	99,86

L'existence de l'apport sodique est bien mis en évidence par la comparaison de cette analyse avec l'analyse n° 20 (p. 141) qui se rapporte à un micaschiste à deux micas, roche prélevée dans le même septum de gneiss albitiques mais épargnée par l'albitisation:

	19	20
Na^2O	2,73	0,94
K^2O	3,26	3,35

Si on fait abstraction de cet apport albitique, la composition chimique de ce gneiss albitique est tout à fait comparable à celle du micaschiste à deux micas voisin (Analyse n° 20), aux teneurs en alumine et magnésie près.

Malgré une moindre abondance en alumine, le calcul de la composition virtuelle à partir de l'analyse 19, conduit à la formation d'une quantité considérable de corindon: 9,69 %. Ce fait, joint aux inégalités simultanées $MgO > CaO$ et $K^2O > Na^2O$ (malgré

l'albitisation), ne laisse aucun doute sur l'origine sédimentaire de cette roche (E. Bastin [1909]). Elle dérive très probablement d'un sédiment argilo-gréseux.

c) Embréchites albitiques œillées.

Je décrirai plus loin en détail les embréchites albitiques du type de Fornello, lors de l'étude du groupe des gneiss minuti de Sparone dans lequel ce faciès est principalement répandu.

Toutefois, on le rencontre aussi dans les septa de gneiss minuti inclus dans le groupe des migmatites du Grand Paradis. Ces roches y jouent un rôle peu important. On a déjà vu ci-dessus (p. 136) que les concentrations de phénoblastes d'albite pouvaient former localement des superindividus d'albite, atteignant près d'un centimètre de longueur, dans les gneiss minuti à faciès de Bonneval. Il en est de même dans les septa de gneiss albitiques à deux micas, tels ceux de la haute vallée du Lazin, par exemple.

Par exagération de ce processus, dans certains septa de gneiss minuti, la texture devient nettement œillée. Sur le terrain, un tel faciès est alors très difficile à distinguer de celui des embréchites œillées à microcline décrites plus haut. Seul le microscope permet de constater que les yeux sont constitués par un agglomérat de petits phénoblastes d'albite.

Fig. 27. — Macrographie d'embréchite albitique oeillée (Valsavaranche).

« Yeux » d'albite granoblastique dans une trame micaschisteuse.

Le plus bel exemple d'une telle texture que j'aie rencontré dans le massif du Grand Paradis (Fig. 27) provient de la zone supérieure du grand septum de gneiss albitiques à deux micas, qui s'allonge sur près de sept km sur le versant droit du Valsavaranche et qui se termine en biseau vers le Sud sous le glacier de Monciair. De telles roches doivent exister aussi dans la zone des hauts sommets, car j'en ai recueilli des échantillons dans la moraine frontale du glacier du Gran Paradiso, sans avoir pu retrouver la roche en place dans la zone du Bec de Montcorvé (3875 m) ou lors de l'ascension au Gran Paradiso (4061 m). De telles embréchites albitiques œillées se rencontrent aussi dans les septa de la haute vallée de la Stura di Sea, en amont de Forno Alpi Graie (cote 2043, par exemple).

La roche que je décrirai maintenant et qui provient du septum du Valsavaranche (versant sud de la Punta Money, cote 2895), a nettement la texture d'une embréchite œillée.

Les yeux sont très allongés (5 cm × 0,8 cm), et effilés aux extrémités. Ils sont constitués par un agglomérat de quartz granoblastique et surtout de petits phénoblastes d'albite (An_0) soit en plages allongées (1,2 mm × 0,5 mm) maclées Carlsbad, soit en petits globules xénomorphes non maclés (0,5 mm × 0,5 mm). Cette albite inclue poecilitiquement des granules de quartz et de petites paillettes de pennine. Concurremment aux yeux, il existe des lits quartzo-albitiques constitués de la même manière et atteignant 1 mm de largeur.

Ces yeux et ces lits quartzo-albitiques écartent les petites strates quartzo-phylliteuses qui forment la trame de la roche; elles comportent, outre du quartz granoblastique, des grenats résiduels plus ou moins épidotisés, des lamelles enchevêtrées de muscovite, de phengite et de biotite chloritisée ou décolorée avec nombreuses inclusions d'épidote.

Si on fait abstraction de l'albite qui est nettement postérieure, puisque elle inclut, dans les zones de contact entre les yeux et la trame, des fragments de tous les autres minéraux de la roche, on est amené à penser que la roche, antérieurement à l'albitisation, était un micaschiste à deux micas.

Une telle roche a donc une genèse assez complexe: il s'agit d'un micaschiste à deux micas, d'abord épargné par la migmatisation ancienne, de nature calco-sodi-potassique, puis rétromorphosé et, finalement, largement imbibé par l'apport sodique récent au point de prendre le faciès d'une embréchite albitique œillée.

5. — **Micaschistes à deux micas en septa dans les embréchites.**

Ce faciès est extrêmement rare dant toute la région étudiée, où l'albitisation donne partout un aspect gneissique (gneiss minuti) aux anciens micaschistes.

On le rencontre cependant en plusieurs points: a) sur le versant droit du Valsavaranche entre la rive droite du glacier de Lavacieu et la Punta Money, dans le grand septum de gneiss albitiques dont il vient d'être question; b) près de l'Ecot (vallée de l'Arc); c) très sporadiquement, dans le grand septum de gneiss albitiques des vallons du Roc et de Ciamousseretto (vallée de l'Orco).

Dans tous les cas, il s'agit de petits septa de quelques dizaines de mètres de long, intercalés, suivant les gisements, soit dans les gneiss albitiques, soit dans les embréchites œillées. En général, le passage entre le micaschiste et la roche encaissante est assez brusque.

a) Je décrirai tout d'abord un échantillon provenant du premier des gisements énumérés ci-dessus (cote 2715).

La roche a une texture litée très prononcée.

Au microscope on observe des lits de quartz granoblastique, englobant quelques grenats et alternant avec des lits phylliteux lépidoblastiques comportant de la muscovite ancienne (angle d'axes normal), de la phengite et de la biotite chloritisée ou décolorée avec produits ferro-titanés exsudés dans les clivages.

b) Le micaschiste de l'Ecot diffère du précédent par sa teinte qui est blanc-verdâtre; ceci est dû à ce que la biotite y est complètement chloritisée (pennine) ou décolorée. Il renferme en outre quelques granules d'épidote et de zoïsite.

c) Les strates non albitisées des gneiss minuti du septum des vallons du Roc et de Ciamousseretto (échantillon prélevé sur la rive droite du torrent du Roc à la cote 1557), ont

une composition minéralogique analogue à celle du micaschiste du Valsavaranche. Toutefois les micas y sont légèrement tordus tandis que les grenats, brisés, ont leurs fragments cimentés par du quartz de recristallisation à extinction onduleuse. Tous ces caractères indiquent une légère cataclase.

La composition chimique de ces micaschistes est la suivante:

Analyse n° 20: *Micaschiste à deux micas et grenat.* Vallon du Roc, près Noasca. An. nouv.: C. Rouger (Clermont, 1951).

	AN. N° 20
SiO^2	63,45
Al^2O^3	22,19
Fe^2O^3	0,07
FeO	3,85
MgO	0,80
CaO	1,50
Na^2O	0,94
K^2O	3,35
TiO^2	1,31
P^2O^5	0,21
MnO	0,48
H^2O+	1,65
$H^2O—$	0,00
Total	99,80

La grande quantité de corindon virtuel (14,48 %) et l'important excès de potasse sur la soude, révélés par cette analyse, ne laissent aucun doute sur l'origine sédimentaire de ces micaschistes (E. Bastin [1909]). Ils dérivent vraisemblablement de sédiments argilo-gréseux relativement pauvres en magnésie. Cette roche a d'ailleurs la composition d'une argile gréseuse qui aurait été formée de (pourcentages en poids calculés):

argile	63,1	Kaolinite	29,7
		Illite	33,4
quartz	31		
calcaire	3		
minerais	2,9		

Nous ne retrouverons plus le faciès des micaschistes à deux micas dans le groupe des gneiss minuti de Sparone où l'albitisation règne en maîtresse. Il importe donc de tirer dès à présent quelques conclusions de l'existence de ces roches.

Le fait que ces micaschistes soient inclus dans les septa de gneiss albitiques intercalés dans les embréchites (Valsavaranche, vallée de l'Orco), apporte la preuve définitive que ces gneiss albitiques sont bien d'anciens micaschistes à deux micas, qui ne doivent leur faciès gneissique actuel qu'à l'albitisation.

En dépit de cette observation et malgré l'étude pétrographique qui montre que l'albite est toujours d'origine secondaire et récente dans la région (2), on pourrait objecter qu'une partie au moins de cette albite était originellement contenue dans la roche dans un plagioclase calco-sodique: la roche originelle aurait pu être un gneiss. L'absence d'albite et la présence concomitante d'épidote et de zoïsite dans les roches étudiées ici

(2) P. Bearth [1948] est parvenu à des conclusions identiques au sujet de l'albitisation dans le Mont-Rose.

montrent que ces deux derniers minéraux ne dérivent pas de la saussuritisation des plagioclases d'un ancien gneiss. Ils proviennent plutôt de la transformation des grenats. La présence à peu près constante de ce dernier minéral prouve d'ailleurs que la roche sédimentaire originelle était légèrement calcique.

Par ailleurs, le fait que ces micaschistes à deux micas soient directement intercalés en septa dans les embréchites œillées (l'Ecot) suffirait à lui seul à démontrer que la migmatisation calco-sodi-potassique ancienne s'est opérée dans la zone des Micaschistes inférieurs. L'étude des septa de gneiss albitiques permet de généraliser cette importante conclusion.

Enfin l'analyse n° 20 montre que ce métamorphisme ancien s'est produit dans une série sédimentaire pélitique.

Je reviendrai plus loin sur ces résultats extrêmement importants, qui seront d'ailleurs confirmés par la suite de l'étude pétrographique.

6. — **Quartzites à deux micas.**

La roche étudiée provient d'un affleurement situé à l'entrée amont de Groscavallo (cote 1106) dans la vallée de la Stura di Vallegrande. Elle forme un septum de quelques mètres de large et d'une centaine de mètres de longueur visible, intercalée dans des embréchites œillées fortement rétromorphosées et albitisées appartenant aux zones supérieures du groupe des migmatites du Grand Paradis.

La roche est très blanche, à grain fin. Sa texture est nettement planaire.

Sa composition minéralogique est la suivante:

quartz
biotite décolorée
séricite (muscovite)
albite
hématite (limonite)

La structure est granoblastique avec quelques résidus.

Il existe encore quelques nodules assez gros (0,5 mm) de quartz à extinction onduleuse, fortement corrodés par le quartz de recristallisation dentelliforme et à extinction normale (diamètre moyen des grains: 0,03 mm). L'ensemble forme des lits réguliers, assez épais, séparant des traînées phylliteuses extrêmement minces. Ces dernières comportent quelques lamelles de muscovite, écrasées entre les grains de quartz et des paillettes plus nombreuses de séricite; la biotite est à peu près complètement décolorée, mais on la reconnaît encore à ce qu'elle contient dans ses clivages des granules d'hématite qui, parfois, débordent le cristal et forment une poussière rougeâtre dans les grains de quartz de recristallisation.

L'albite est peu abondante. Elle se présente en phénoblastes xénomorphes, parfois maclés Carlsbad, contenant poecilitiquement des fragments des autres minéraux de la roche.

Si on fait abstraction de l'albite, d'origine métasomatique, on est conduit à admettre, que la roche en question est un ancien quartzite à deux micas, resté réfractaire à la migmatisation calco-sodi-potassique, ce qui est normal, puis fortement rétromorphosé et enfin légèrement albitisé.

Il est vraisemblable qu'une telle roche dérive d'un ancien grès légèrement argileux. Bien qu'il s'agisse du seul quartzite que j'aie rencontré dans le groupe des migmatites du Grand Paradis (ce qui ne signifie pas que le cas soit unique), cette roche est intéressante car elle apporte une nouvelle preuve de l'origine sédimentaire de l'ancienne série métamorphique.

7. — **Amphibolites à biotite.**

Les amphibolites sont aussi des roches rares dans le groupe des migmatites du Grand Paradis. Aucun des trois gisements que j'ai déjà signalés, n'avait été cartographié jusqu'à ce jour.

a) Gisement de la rive droite du vallon du Roc.

Les amphibolites forment là une lentille d'une dizaine de mètres d'épaisseur et de 200 m de longueur, intercalée dans les embréchites œillées, à la base du versant oriental de la Merola (cote 1856). Ce gisement se situe à 200 m à l'aplomb de la coupole de granite d'anatexie fondamental des Scalari.

La roche a une texture planaire, finement litée. Son grain est fin. Sa composition minéralogique est la suivante:

actinote (hornblende incolore)
épidote, zoïsite
grenat
quartz
biotite
chlorite
albite
magnétite, ilménite, leucoxène, sphène

La majeure partie de la roche correspond à des lits formés par de l'actinote en plages assez effilochées (ng = vert bleuté pâle, np = jaune verdâtre très pâle; ng/C = 15°). Fréquemment, le centre de ces sections est occupé par une amphibole incolore dont les caractères optiques sont ceux d'une hornblende. Des granules d'épidote, de zoïsite, quelques paillettes de pennine et d'assez nombreuses lamelles de biotite, assez peu décolorée, sont dispersés dans les lits amphiboliques.

Ces derniers sont séparés par des lits beaucoup plus minces et parfois même discontinus, principalement constitués par du quartz recristallisé, au sein duquel apparaissent quelques phénoblastes d'albite pure présentant les mêmes caractères que ceux décrits dans les gneiss albitiques.

Le grenat (almandin), de formes générales globuleuses mais non idiomorphe (0,5 mm), plus ou moins transformé en épidote, est uniformément réparti dans toute la roche.

La magnétite se présente en minuscules sections idiomorphes. Les autres minerais sont largement disséminés, mais peu importants au total.

Cette description correspond à la partie moyenne de la lentille. A son extrémité nord, une lame mince révèle la présence de pargasite au lieu de hornblende; de plus, le leucoxène et l'ilménite forment des sortes de traînées irrégulières plus ou moins orientées suivant la schistosité.

b) Gisement de la Punta d'Ondezana.

La bande d'amphibolites qui se développe sur la paroi sud de cette cime, a une longueur d'un kilomètre environ et atteint plus de cinquante mètres d'épaisseur maxima. Les difficultés d'accès ne m'ont pas permis d'étudier en détail ce gisement qui se situe dans les zones supérieures des embréchites œillées.

La roche est beaucoup plus massive que dans le cas précédent, mais sa texture est encore nettement planaire.

Au microscope, dans un fond extrêmement fin, constitué par des fibres d'actinote et des granules de zoïsite et d'épidote on peut observer quelques plages plus grandes (0,6 mm) d'actinote,

déchiquetées à leurs extrémités. Elles incluent poecilitiquement des grenats, partiellement épidotisés, et sont accompagnées par des lamelles de pennine, assez abondante, des granules de clinozoïsite et par des plages de biotite très décolorée.

Le quartz et les phénoblastes d'albite, peu abondants, forment des traînées intermédiaires renfermant un peu de séricite.

Les minerais sont groupés en toutes petites lentilles dont le centre est occupé par de la magnétite et le bord par des agrégats de leucoxène.

c) Gisement de la rive gauche du vallon du Roc.

Ce gisement se distingue des deux précédents par le fait qu'il est intercalé en concordance dans le septum des gneiss albitiques à deux micas des vallons du Roc et de Ciamousseretto, et aussi par son importance. Cette bande d'amphibolites atteint en effet près de 100 m de puissance et s'étale sur près de 2,500 km, formant au sein des gneiss, plus tendres, une massive falaise qui domine les villages de la rive gauche du Roc.

La majeure partie du gisement est constituée par une amphibolite finement litée, à surface *s* brillante. De grands feuillets d'amphibole vert sombre forment des lits épais séparés par des lits minces à grain plus fin.

La composition minéralogique de cette roche est la suivante:

hornblende (actinote)
grenat
quartz
épidote, zoïsite
biotite
chlorite
albite
calcite
accessoires (rutile, leucoxène, ilménite)

La hornblende, à polychroïsme normal, forme des plages longues de 4 à 6 mm, qui ont au microscope un aspect fréquemment squelettique et qui moulent poecilitiquement des grenats à contours irréguliers, partiellement transformés en épidote ou en calcite.

Dans les feuillets de hornblende sont intercalés des lamelles de biotite partiellement décolorée, avec exsudat de produits titanés dans les clivages, ainsi que des sections allongées d'épidote et de zoïsite.

Les lits à grain fin contiennent du quartz, de très rares phénoblastes d'albite, des grenats qui présentent les transformations décrites ci-dessus, et des plages de calcite grenue.

Dans toute la lame on observe de nombreux granules de rutile et d'ilménite parfois entourés par une bordure de leucoxène.

A la base et au sommet de la bande d'amphibolite, la roche devient, sur plusieurs mètres d'épaisseur, très compacte, et à grain très fin; elle est mouchetée de chalcopyrite.

En lame mince, on observe d'innombrables et fines aiguilles d'actinote, toutes brisées, mélangées en désordre à une sorte de purée brunâtre qui, au fort grossissement, se révèle constituée par des granules submicroscopiques d'épidote et de leucoxène. Çà et là quelques lames plus grandes d'actinote et d'épidote voisinent avec du quartz à extinction onduleuse, des paillettes de séricite et de biotite décolorée ou chloritisée, et des phénoblastes d'albite. Ces derniers qui sont plus nombreux qu'au centre de la bande d'amphibolites, incluent poecilitiquement des débris de tous les autres minéraux de la roche. Il existe enfin des grenats brisés et frangés d'une couronne de courtes aiguilles d'actinote.

La structure est nettement cataclastique: cette roche peut être interprétée comme une mylonite d'amphibolite où la recristallisation de l'albite est nettement postcinématique.

Ainsi, comme les gneiss albitiques encaissants, la bande d'amphibolite des vallons du Roc et de Ciamousseretto révèle, sur ses bordures, des signes de cataclase.

La composition chimique de cette roche (partie moyenne de la lentille) est la suivante:

ANALYSE N° 21: *Amphibolite à biotite*. Vallon du Roc, rive gauche. An. nouv.: C. Rouger (Clermont, 1952).

	AN. N° 21
SiO^2	34,68
Al^2O^3	16,71
Fe^2O^3	3,92
FeO	11,76
MgO	8,71
CaO	14,24
Na^2O	0,38
K^2O	1,52
TiO^2	3,05
P^2O^5	0,91
MnO	0,20
H^2O+	3,19
H^2O-	0,00
Total	99,27

Je comparerai cette analyse, exprimée en pourcentages moléculaires, avec la composition moyenne des deux types ortho et para des amphibolites, établie récemment par P. Lapadu-Hargues [1952]:

	21	Ortho	Para
SiO^2	41	54	54
Al^2O^3	11,5	10,5	10,5
Fe^2O^3	1,7	1,5	1,5
FeO	11,5	11	7
MgO	15,5	10,0	11,5
CaO	17,2	10,0	12,0
Na^2O	0,4	2,5	3
K^2O	1,1	0,5	0,5

Cette comparaison montre que, malgré sa richesse en fer et en titane (voir, pour ce dernier, l'analyse brute), la roche étudiée, par ses teneurs considérables en chaux et en magnésie, se rapproche nettement du type para. Cette roche a d'ailleurs la composition d'une marne, relativement riche en minerais, qui aurait été formée de (pourcentages en poids calculés):

Argiles	45,7	Kaolinite 30,7 Illite 15
Carbonates	36,3	
Quartz	8,5	
Minerais ferro-titanés	9,5	

d) Conclusion a l'étude des amphibolites.

L'étude pétrographique montre que les amphibolites du groupe des migmatites du Grand Paradis sont rétromorphosées. Les manifestations de cette rétromorphose y sont toutefois moins éclatantes que dans les autres faciès; néanmoins, la présence de minéraux indiscutablement résiduels, tels que biotite et grenat, aussi nettement transformés que dans les embréchites ou gneiss albitiques encaissants, est symptomatique. En outre, l'amphibole ancienne (hornblende et pargasite) présente des stades de recristallisation plus ou moins avancés en actinote.

Ces diverses amphibolites ont des compositions minéralogiques fort voisines et on peut admettre, sur la foi de l'analyse n° 21, que toutes dérivent de sédiments marneux.

On constate aussi que toutes ces amphibolites ont été remarquablement réfractaires à la migmatisation calco-sodi-potassique ancienne et à la métasomatose sodique récente. Ce comportement spécial des amphibolites vis-à-vis de l'apport a été signalé maintes fois (M. Roques [1941], J. Jung et M. Roques [1952]).

Enfin, l'absence totale de saussurite, confirmée par l'indépendance de l'albite, d'ailleurs rare, par rapport aux granules d'épidote ou de zoïsite, montre que ces roches ne devaient pas, avant la rétromorphose, contenir de plagioclases. C'est un argument supplémentaire en faveur de leur origine para.

La très faible teneur en soude, révélée par l'analyse 21, confirme ces deux dernières conclusions.

D. — CONCLUSION A L'ETUDE DU GROUPE DES MIGMATITES DU GRAND PARADIS

Au terme de cette étude pétrographique détaillée du groupe des migmatites du Grand Paradis, il me semble opportum de mettre en relief quelques résultats partiels importants.

Ce groupe des migmatites, qui constitue presque entièrement le massif cristallin interne du Grand Paradis, comporte des faciès variés. On peut les classer en deux catégories, qui se distinguent par leur importance relative dans la constitution du groupe: d'une part les embréchites qui, à elles seules, forment sa plus grande partie, et d'autre part, les faciès accessoires (granites porphyroïdes d'anatexie locale, septa de gneiss albitiques à deux micas, micaschistes à deux micas, quartzites et amphibolites à biotite) qui, malgré la variété qu'ils apportent dans l'étude pétrographique, n'enlèvent pas à la série embréchitique, en raison de leur extension relativement très faible, son caractère uniforme et presque monotone sur le terrain.

L'étude pétrographique de tous ces faciès montre principalement que ce groupe cristallophyllien est polymétamorphique. Les phénomènes de rétromorphose, que j'ai analysés en détail pour le faciès des embréchites œillées y sont en effet remarquablement développés. On a vu (p. 128) qu'ils se traduisent par une recristallisation croissante du bas en haut du groupe et par la présence de minéraux résiduels dont l'importance diminue progressivement dans le même sens.

L'étude des paragénèses minérales de néoformation (chlorite, séricite ou phengite, épidote, zoïsite), engendrées par cette rétromorphose, montre que cette dernière s'est opérée principalement dans la zone des Micaschistes supérieurs, n'atteignant la zone des Micaschistes inférieurs — ou plutôt la limite entre ces deux zones d'isométamor-

phisme — qu'à l'extrême base de la série (recristallisation de la biotite dans les zones inférieures des embréchites œillées).

Le fait que les structures comme les paragénèses minérales anciennes s'estompent au fur et à mesure qu'on s'élève dans la série, est sans doute dû au décalage croissant qui existe entre les deux métamorphismes successifs. A la base de la série, le métamorphisme récent s'est opéré dans la zone de transition entre Micaschistes inférieurs et supérieurs; le métamorphisme ancien, comme nous l'apprend l'étude des septa non migmatisés, s'était produit à ce niveau dans la zone des Micaschistes inférieurs: les deux métamorphismes sont donc presque isozonaux et il s'ensuit que les effets de la rétromorphose sont peu accentués. Plus haut les deux métamorphismes successifs deviennent au contraire de plus en plus hétérozonaux et les effets de la rétromorphose ainsi produite s'accentuent très nettement.

L'étude pétrographique nous apprend en outre qu'une albitisation, devenant de plus en plus intense de bas en haut dans la série, s'est opérée en liaison avec le métamorphisme récent dans tout le groupe des migmatites, n'épargnant que quelques infimes lambeaux de micaschistes à deux micas, ainsi que les amphibolites et les quartzites qui, on le sait, sont des roches normalement réfractaires à l'apport. Cette albitisation va se développer largement au-dessus du groupe des migmatites; il est donc prématuré, avant l'étude des groupes sus-jacents (groupe des gneiss minuti de Sparone et groupe des micaschistes à glaucophane de Cuorgnè) de donner sur ce phénomène de plus grandes précisions.

L'étude micrographique et les analyses chimiques de roches permettent de faire en quelque sorte abstraction du métamorphisme récent, relativement peu intense, et de la métasomatose sodique qui l'a accompagné et suivi. Vue sous ce jour, l'étude des septa de gneiss albitiques à deux micas et surtout celle des lambeaux de micaschistes à deux micas, dont les premiers dérivent par albitisation, montre clairement que la migmatisation calco-sodi-potassique, génératrice des embréchites, et qui est ancienne puisqu'elle s'est produite avant la rétromorphose, s'est opérée dans la zone des Micaschistes inférieurs. Déjà l'étude des gneiss albitiques contenus en septa dans le granite d'anatexie fondamental des Scalari, permettait de prévoir ce résultat important.

La discussion des analyses chimiques de roches nous apprend par ailleurs que la série sédimentaire qui a été soumise à cette migmatisation, était originellement constituée de sédiments argilo-gréseux, avec quelques horizons plus marneux (devenus des amphibolites) et, au sommet de la série, vers le Sud Ouest de la région, quelques intercalations gréseuses (devenues des quartzites). *Les « gneiss œillés » du Grand Paradis ne sont donc pas des orthogneiss dérivant du métamorphisme d'intrusions granitiques, mais des embréchites dérivant de la migmatisation d'une série sédimentaire principalement pélitique.*

III

LE GROUPE DES GNEISS MINUTI DE SPARONE

A. — INTRODUCTION

Les anciens auteurs (B. Gastaldi [1871, 1874], M. Baretti [1877], L. Bucca [1886], etc...) avaient fort bien remarqué que les gneiss à grain fin (= gneiss minuti) qui constituent l'auréole périphérique du massif du Grand Paradis, présentent les mêmes caractères que ceux qui forment la majeure partie du massif de Sesia-Lanzo. Mais ils commettaient à ce sujet deux importantes erreurs d'interprétation. D'une part ils admettaient que ces gneiss et les divers faciès pétrographiques de la zone des Schistes lustrés représentaient une série unique (zone des « pietre verdi » de B. Gastaldi, ou « terrains cristallins récents » de M. Baretti). D'autre part, ils attribuaient à cet ensemble un âge laurentien supérieur et huronien, postérieur à celui des gneiss œillés du Grand Paradis (« zone du gneiss central » de B. Gastaldi, ou « terrains cristallins anciens » de M. Baretti).

On a vu, dans l'introduction générale, que certains géologues français, tels M. Bertrand [1889] et P. Termier [1891], admirent momentanément qu'il s'agissait effectivement de formations archéennes.

Les découvertes paléontologiques de S. Franchi ([1898], etc...) montrèrent par la suite que les Schistes lustrés étaient en réalité d'âge mésozoïque. On admit alors que les gneiss minuti, sous-jacents appartenaient à une série cristallophyllienne plus ancienne, antétriasique.

Dans la partie française du massif du Grand Paradis, nul ne préta attention à ces gneiss qui furent englobés indistinctement dans les « gneiss du Grand Paradis », d'âge permo-houiller selon M. Bertrand [1894b] et P. Termier [1895, 1901b]. Ces conceptions ont été conservées jusqu'à présent, comme le montrent les cartes géologiques de la région au 1/50.000 (feuilles Tignes et Lanslebourg, par E. Raguin et F. Hermann [1930, 1931]).

En territoire italien, où ces gneiss sont plus largement développés, les géologues de la génération de V. Novarese, furent amenés à les distinguer d'une part des « gneiss œillés » du Grand Paradis, et d'autre part des gneiss minuti du massif de Sesia-Lanzo (feuilles Gran Paradiso et Ivrea de la carte géologique d'Italie au 1/100.000 [1912]). L'auréole périphérique des gneiss minuti du massif du Grand Paradis était attribuée par ces géologues, avec doute, au Carbonifère à faciès piémontais, tandis que les gneiss minuti de Sesia-Lanzo étaient rangés sans autre précision dans les formations antétriasiques.

Il est vrai qu'entre temps, M. Lugeon et E. Argand [1905 a, b] avaient été conduits, par généralisation à toute la zone du Piémont des éléments tectoniques reconnus dans le massif simplo-tessinois, à distinguer tectoniquement le massif du Grand Paradis (nappe V) du massif de Sesia-Lanzo (nappe VI). La mince bande de Schistes lustrés de Locana jouait le rôle de « zone des racines de la nappe des Schistes lustrés » et séparait les deux domaines qui, désormais, allaient être considérés tectoniquement et même lithologiquement distincts.

Plus tard, E. Argand [1934] admit, sans aucune preuve pétrographique, que les gneiss minuti de l'auréole périphérique du Grand Paradis représentaient la couverture d'origine sédimentaire (« paradérivés ») de masses granitiques intrusives d'âge hercynien, transformées en orthogneiss (« orthodérivés ») par le métamorphisme alpin.

Cette distinction, dans le massif du Grand Paradis comme dans les autres massifs cristallins internes, d'un noyau d'orthogneiss et d'une couverture gneissique d'origine para et d'âge permo-carbonifère, est encore admise actuellement, comme en témoigne, par exemple, une note toute récente d'A. Amstutz [1951 c].

Dans un article préliminaire (R. Michel [1951 c]), j'ai déjà annoncé que l'étude zonéographique permettait d'établir des relations continues entre le groupe des migmatites du Grand Paradis et le groupe des gneiss minuti, c'est-à-dire entre le massif du Grand Paradis et le massif de Sesia-Lanzo. En effet, d'une part, les embréchites œillées du Grand Paradis passent progressivement aux gneiss minuti de l'auréole périphérique du massif du Grand Paradis, et d'autre part ces derniers constituent avec les gneiss minuti de la partie occidentale du massif de Sesia-Lanzo une seule et même formation.

Ce sont ces idées que je vais développer ci-dessous du double point de vue de la répartition des faciès pétrographiques et de leur étude micrographique. Quant à l'âge de ces formations, je le préciserai plus loin (4e partie).

B. — LES PRINCIPAUX FACIES PETROGRAPHIQUES CONSTITUTIFS DU GROUPE DES GNEISS MINUTI DE SPARONE

Avant d'étudier l'extension et le mode de gisement de ce groupe cristallophyllien dans l'ensemble de la région étudiée, j'indiquerai très sommairement et sans anticiper sur l'étude pétrographique qui suivra, les principaux faciès pétrographiques qui entrent dans sa constitution. Comme d'ordinaire, je distinguerai le faciès dominant et les faciès accessoires.

1. — Le faciès dominant : gneiss albitiques.

La coupe géologique fournie par la vallée de l'Orco montre qu'en sortant, un peu à l'amont de Fornello, du groupe des migmatites du Grand Paradis, on passe progressivement mais assez rapidement à des gneiss albitiques. Si leur affleurement n'était pas interrompu à deux reprises, entre Locana et Boschietto et près de Bardonetto, par des intercalations appartenant à la série des Schistes lustrés et visibles sur 2 km de longueur au total, ces gneiss albitiques constitueraient sur près de 15 km de longueur, entre Fornello et Pont-Canavese une série isoclinale rès monotone.

En effet, si l'on excepte quelques bancs, d'épaisseur très réduite, d'embréchites albitiques, visibles à Fornello, de leptynites, visibles à Bardonetto et à Appare, etc... toute cette série est uniformément constituée par un gneiss à grain fin se débitant en plaquettes (3), à surface *s* brillante parce que très riche en phyllites, et contenant en plus ou moins grande abondance de l'albite, très souvent visible à l'œil nu sous forme de petits phénoblastes ovoïdes atteignant 1 mm. de longueur (4).

L'étude des coupes fournies par les vallées de la Doire Baltée et de l'Ayasse, de la Chiusella, de la Soana, du Ribordone, des Stura et par les vallées de Cogne, confirment toutes que ces gneiss albitiques constituent le faciès le plus banal et le plus largement répandu dans le groupe des gneiss minuti de Sparone, qui lui doit son existence et son unité en tant que groupe cristallophyllien.

L'étude pétrographique montrera plus loin qu'il est cependant possible de subdiviser ce groupe en deux niveaux superposés, d'ailleurs assez difficiles à distinguer sur le terrain: le niveau inférieur, qui surmonte directement le groupe des migmatites du Grand Paradis et que j'ai désigné sous le nom de *niveau de Pessinetto,* est caractérisé par la présence de biotite plus ou moins chloritisée, de phengite et de chlorite, alors que le niveau supérieur, que j'ai appelé *niveau de Pont-Canavese,* ne contient plus de biotite mais seulement de la chlorite et de la phengite.

2. — **Les faciès accessoires.**

Je me bornerai à énumérer rapidement les principaux de ces faciès, sur lesquels je reviendrai avec plus de détail lors de l'étude pétrographique.

a) Embréchites œillées a microcline.

Ce faciès se rencontre uniquement dans le Nord de la région étudiée. Il s'agit d'embréchites œillées identiques à celles que j'ai étudiées précédemment dans le groupe des migmatites, mais qui sont interstratifiées entre un toit et un mur de gneiss minuti (niveau de Pessinetto). Ce mode de gisement correspond typiquement à celui qui a été décrit par J. Jung et M. Roques [1952, p. 35] sous le nom de migmatites en gisement stratoïde.

b) Gneiss minuti a faciès de Bonneval.

J'ai déjà décrit ce faciès car on le trouve dans certains septa de gneiss minuti intercalés dans les migmatites du Grand Paradis. On a vu qu'il s'agit d'un faciès transitionnel entre embréchites œillées et gneiss de Pessinetto. Il est caractérisé par la présence de

---

(3) Les artisans locaux (il n'existe pas de grandes carrières) arrivent à tailler des plaques dépassant un demi mètre carré de surface et de un ou deux centimètres d'épaisseur. Tous les édifices de la région sont couverts avec ces plaques luisantes qui portent le nom de « lastre ». La tuile ne fait son apparition qu'au débouché des vallées dans la grande plaine du Pô.

(4) On pourra s'étonner que des gneiss riches en nodules d'albite d'un millimètre de longueur, aient été appelés par les pétrographes italiens « gneiss minuti » c'est-à-dire gneiss à grain fin, et que j'aie conservé cette dénomination. Tout est relatif, et lorsqu'on vient de traverser pendant une trentaine de kilomètres les embréchites œillées du Grand Paradis, à très nombreux porphyroblastes de 4 ou 5 centimètres de longueur en moyenne, les gneiss de Sparone donnent bien l'impression d'être à grain fin. Il existe d'ailleurs des types où le grain est réellement fin, l'albite n'étant pas discernable à l'œil nu.

petits yeux de microcline très dispersés dans une mésostase qui, à l'échelle de la lame mince ou même de l'échantillon, est un gneiss albitique banal. Ce caractère transitionnel est confirmé par le fait que ce faciès n'est développé qu'au voisinage du front des migmatites, c'est-à-dire dans la partie tout à fait inférieure du groupe des gneiss minuti de Sparone.

c) Embréchites albitiques de Fornello.

L'albite des gneiss minuti se concentre parfois pour former des lits ou des yeux: la roche prend alors une texture embréchitique rubannée ou œillée. Ce faciès, qu'on rencontre déjà dans les gneiss minuti inclus en septa dans les migmatites du Grand Paradis, ne correspond donc qu'à une variété de texture des gneiss albitiques typiques de Pessinetto. Il en existe un gisement caractéristique dans la vallée de l'Orco, à Fornello, mais le faciès est surtout répandu dans la région septentrionale du massif du Grand Paradis.

d) Amphibolites.

Des lentilles d'amphibolites sont plus fréquemment incluses dans le groupe des gneiss minuti de Sparone que dans le groupe des migmatites du Grand Paradis, Elles y forment même parfois des massifs relativement étendus, tels ceux de la région située au Nord de la vallée de la Stura di Lanzo.

e) Faciès accessoires secondaires.

Enfin il existe des faciès accessoires encore moins répandus que les précédents et que, pour cette raison, je me contenterai d'énumérer ici: leptynites albitiques à microcline, quartzites à deux micas, micaschistes à chloritoïde, gneiss graphitiques, cipolins.

C. — EXTENSION ET GISEMENT DES FACIES PETROGRAPHIQUES DU GROUPE DES GNEISS MINUTI DE SPARONE

Cette étude est rendue assez complexe par le fait que le groupe des gneiss minuti de Sparone occupe, cartographiquement, deux domaines distincts, séparés par la bande de Schistes lustrés de Locana. On a vu (2e partie) que cette dernière ne correspond pas à la zone des racines de la nappe des Schistes lustrés, mais à une série d'écailles plus ou moins importantes, pincées synclinalement dans les gneiss de Pessinetto. Tectoniquement et pétrographiquement, il n'y aurait donc pas lieu de distinguer les gneiss minuti situés à l'Ouest de cette bande de Schistes lustrés, et ceux situés à l'Est, d'autant plus que les gneiss minuti réapparaissent localement en anticlinal au milieu même de la bande de Schistes lustrés (Vallées de l'Orco et du Ribordone). Cependant, je crois nécessaire, afin de simplifier autant que possible l'exposé de cette question, de considérer séparément les gneiss minuti de l'auréole du massif du Grand Paradis et les gneiss minuti du massif de Sesia-Lanzo.

1. — Les gneiss minuti dans l'auréole du massif du Grand Paradis.

L'étude pétrographique montre que les gneiss qui forment l'auréole périphérique du massif migmatitique du Grand Paradis, appartiennent au niveau des gneiss albitiques à deux micas de Pessinetto.

Cette auréole gneissique n'est pas, en réalité, continue et elle n'a pas tout autour du massif la même puissance et les mêmes faciès. Je subdiviserai son étude en trois secteurs:

— versant sud est du massif: de la frontière franco-italienne (Col de Sea) jusqu'à la vallée du Ribordone;

— versant ouest du massif: de Bonneval-sur-Arc au col du Nivolet;

— versant nord du Grand Paradis: Valsavaranche, vallées de Cogne et de Campiglia.

a) Versant sud est du massif du Grand Paradis.

Sur ce versant, les gneiss minuti forment tout d'abord, du col de Sea à la Cima Leitosa, une bande étroite et dont la puissance dépasse rarement 200 m. Cette réduction d'épaisseur, par rapport à celle qui existe sur le versant nord par exemple, peut s'expliquer par des laminages tectoniques au-dessous de la masse des calcschistes mésozoïques du col de Sea ou, à partir de la rive droite du glacier de Sea, sous les prasinites associées à ces calcschistes. Vers l'Est, cette bande de gneiss minuti se termine en biseau sous les prasinites de la Cima Leitosa, qui surmontent là directement les embréchites œillées du Grand Paradis. Dans toute cette bande, c'est le faciès des quartzites à deux micas qui prédomine sur celui des gneiss albitiques du type de Pessinetto.

A l'Est des prasinites de la Cima Leitosa, immédiatement au-dessous du col de Trione, le cirque glaciaire terminal de la petite vallée du Vasuero, qui aboutit dans la Stura di Ala à Mondrone, montre en fenêtre, au-dessous de la série mésozoïque, la série ancienne, dont les embréchites rubannées apparaissent en boutonnière sous les gneiss albitiques à biotite du type Pessinetto.

Au delà, les gneiss minuti forment une bande continue dont l'épaisseur ne cesse d'augmenter jusqu'à la vallée de l'Orco où elle atteint, entre Fornello et Locana son maximum de largeur, soit 2 km environ ce qui, compte tenu du pendage qui oscille aux environs de 40° Sud Est, donne une épaisseur réelle de 1200 m.

Au Nord Est de Locana, les gneiss minuti diminuent assez rapidement de puissance et finissent par se coincer sous les prasinites mésozoïques à 2 km environ au Nord Est de la Ribordone.

Dans tout ce secteur, le faciès dominant est celui des gneiss albitiques à biotite de Pessinetto. La zone transitionnelle (faciès à microcline de Bonneval) entre les embréchites œillées du Grand Paradis et les gneiss minuti est pratiquement inexistante; d'une façon générale, le passage entre le groupe des migmatites du Grand Paradis et le groupe des gneiss minuti se fait ici progressivement, sur quelques centaines de mètres, par l'intermédiaire d'embréchites rubannées à microcline, que j'ai étudiées précédemment; le microcline disparaît lui-même à son tour et on arrive ainsi aux gneiss albitiques typiques.

Localement, à la base de ces gneiss, on rencontre des embréchites albitiques rubannées ou œillées. Tel est le cas par exemple, le long de l'Orco, à Fornello, et dans la

vallée de la Stura di Vallegrande, immédiatement à l'aval de Chialamberto. Seule une étude pétrographique détaillée permet alors de faire le partage entre les embréchites à microcline appartenant au groupe des migmatites du Grand Paradis, et les embréchites albitiques appartenant au groupe des gneiss minuti. La ressemblance macroscopique entre ces deux faciès, qui de plus sont parfois juxtaposés, explique que les géologues italiens, qui les ont toujours confondus, aient donné aux gneiss minuti une extension notablement moins importante que celle que je leur ai attribué sur ma carte géologique.

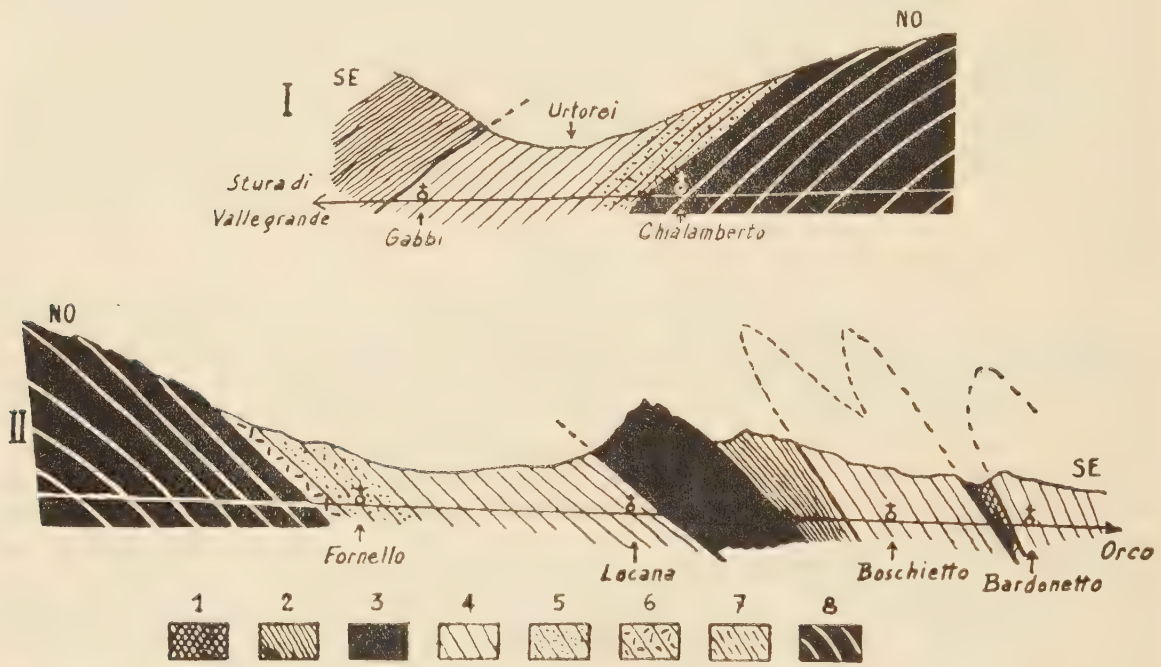


FIG. 28. — COUPES GÉOLOGIQUES DANS L'AURÉOLE PÉRIPHÉRIQUE DE GNEISS MINUTI DU MASSIF DU GRAND PARADIS.
I: COUPE LE LONG DE LA RIVE DROITE DE LA STURA DI VALLEGRANDE (longueur de la coupe: 2,5 km.).
II: COUPE LE LONG DE LA RIVE GAUCHE DE LA VALLÉE DE L'ORCO (longueur de la coupe: 6 km.).

Série de Schistes lustrés	1. Calcschistes	
	2. Prasinites	
	3. Roches vertes	
Série Grand Paradis - Sesia-Lanzo	4. Gneiss albitiques de Pessinetto	
	5. Embréchites albitiques de Fornello	Groupe de Sparone
	6. Gneiss minuti à faciès de Bonneval	
	7. Embréchites rubannées	Groupe des migmatites du Grand Paradis
	8. Embréchites œillées	

Il est intéressant de noter enfin, du point de vue morphologique, que la bande de gneiss minuti du versant sud est jalonne, entre les reliefs déchiquetés formés par les migmatites du Grand Paradis et les arêtes massives des prasinites mésozoïques, une zone déprimée nettement marquée. On en a d'excellents exemples au voisinage des raccords avec les vallées principales où ces dépressions sont exagérées par l'érosion torrentielle; telles sont les dépressions de Chialamberto-Urtorei et de Chialamberto-Vonzo, respectivement sur les rives droite et gauche de la Stura di Vallegrande, et les dépressions aboutissant à l'aval de Fornello et à l'amont de Locana respectivement sur les rives droite et gauche de l'Orco (Fig. 28).

b) Versant ouest du massif du Grand Paradis.

J'ai déjà décrit (1re partie) les conditions de gisement des gneiss minuti dans la région de Bonneval, en insistant surtout sur le fait qu'il s'agit de gneiss appartenant en totalité au niveau de Pessinetto et que leur faciès est principalement celui de gneiss albitiques à deux micas (biotite très chloritisée) et à microcline. C'est ce que j'ai appelé d'ailleurs le faciès de Bonneval.

Il ne me reste donc qu'à indiquer quelques particularités intéressant le groupe des gneiss minuti dans cette partie de l'auréole périphérique du massif du Grand Paradis.

1° *Sur la rive gauche de l'Arc,* les gneiss minuti sont inexistants depuis le glacier des Evettes jusqu'à la latitude de Bonneval: les embréchites œillées du Grand Paradis sont ici directement surmontées par les diverses formations des Schistes lustrés. Il est très vraisemblable que l'absence des gneiss minuti dans ce secteur est due à des phénomènes de laminages tectoniques: on a vu en effet que le Trias est réduit à l'état de lentilles étirées et discontinues (Col des Evettes, Source du ruisseau de Picherse, Couloir de la Fontaine), et que les calcschistes mésozoïques sont eux-mêmes laminés, sur la rive gauche de l'Arc, entre les embréchites et le massif de serpentine de Bonneval. Les strates supérieures des embréchites ont d'ailleurs une structure cataclastique nette.

En un seul point, sous les cargneules de base de la lentille triasique de Picherse, on peut observer des gneiss minuti. L'affleurement est peu étendu en raison de la présence d'éboulis et il est impossible de préciser la puissance de ces gneiss. Ils ont un aspect de quartzites et, au premier abord, on pourrait penser qu'il s'agit de quartzites triasiques appartenant à la lentille de Picherse; l'examen au microscope enlève tout doute à ce sujet, en montrant que la roche est rétromorphosée et qu'elle contenait originellement de la biotite, actuellement en grande partie chloritisée. Il s'agit donc bien de l'horizon inférieur du groupe des gneiss minuti; son faciès rappelle de très près celui des quarzites à deux micas qui prédominent dans la bande de gneiss minuti du col de Sea, décrite ci-dessus.

A la latitude de Bonneval, à l'aval de l'écaille triasique du Couloir de la Fontaine, les gneiss minuti réapparaissent entre les embréchites œillées du Grand Paradis, qui affleurent à la base du versant gauche de la vallée au Vieux-Pont de Bonneval, et les Schistes lustrés. Ils ont là le faciès à microcline de Bonneval.

2° *Sur la rive droite de la vallée de l'Arc* (Fig. 29), la structure est symétrique dans la partie aval. L'ensellement synclinal jalonné sur la rive gauche par l'écaille de Trias du Couloir de la Fontaine, se prolonge sur la rive droite, par l'ensellement, rempli aussi de formations triasiques, de la gorge de la Lenta. Mais de ce côté de l'Arc, la bande de gneiss minuti se prolonge loin en amont, jusqu'au Plan Jacet, au Nord Est de l'Ecot. Elle forme ainsi, vers l'aval, la base du plateau des Druges et, vers l'amont, le sommet de la falaise du plateau des Loses.

A la base du plateau des Druges, les gneiss minuti à faciès de Bonneval, sont entaillés par les premiers lacets de la route du col de l'Iseran. Leur texture est compacte, plus ou moins flexueuse, et ils sont relativement riches en petits yeux de microcline. La mésostase granoblastique est abondamment pourvue de chlorite et de phengite, qui donnent à la roche un aspect verdâtre bien visible sur les surfaces *s* gondolées. Ces gneiss sont surmontés, de l'aval vers l'amont, successivement par la serpentine, les calcschistes et les cargneules mésozoïques.

Au sommet de la falaise du plateau des Loses, au contraire, les yeux de microcline sont extrêmement rares et le faciès est très proche du faciès typique de Pessinetto, à la différence près que la biotite n'est reconnaissable qu'au microscope en raison de la chloritisation intense qui l'affecte. La roche se débite en grandes plaques, d'où le nom de plateau des « Loses ». J'ai déjà indiqué que la coupe verticale qui conduit du lit de l'Arc (Pont du Club Alpin Français) jusqu'au sommet de la falaise est très intéressante, car elle montre:

— à la base, les embréchites œillées typiques;

— dans la partie médiane, les gneiss minuti à faciès de Bonneval, avec petits yeux de microcline assez abondants;

— dans la partie supérieure, les gneiss minuti à faciès de Bonneval, de plus en plus pauvres en plages de microcline;

— et enfin, au sommet de la falaise et sur le plateau des Loses, des gneiss minuti en plaques, dépourvus de microcline (faciès de Pessinetto).

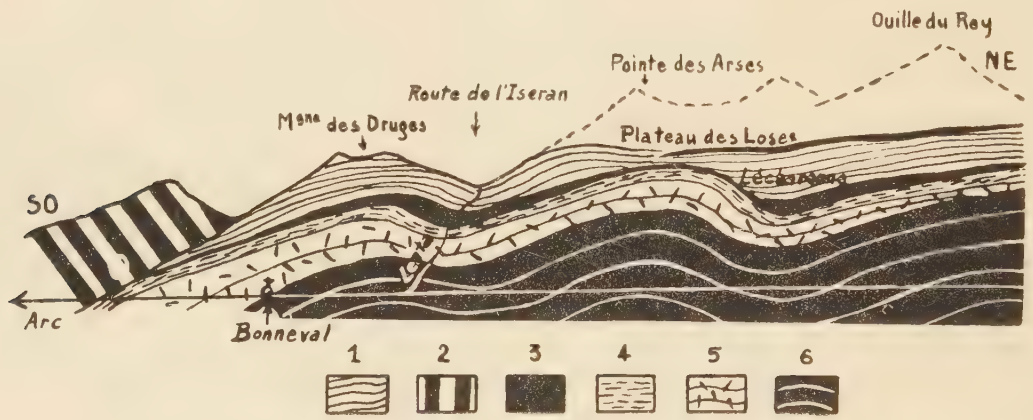


FIG. 29. — COUPE GÉOLOGIQUE LE LONG DE LA RIVE DROITE LE L'ARC
(Longueur de la coupe: 10 km.).

Série des Schistes lustrés
1. Calcschistes
2. Roches vertes
3. Trias

Série Grand Paradis - Sesia-Lanzo
4. Gneiss albitiques de Pessinetto — Groupe de Sparone
5. Gneiss minuti à faciès de Bonneval — Groupe de Sparone
6. Embréchites œillées: Groupe des migmatites du Grand Paradis

Au second plan, au-dessus du Plateau des Loses, le massif de la Pointe des Arses et de l'Ouille du Rey (en pointillé) constitué par des calcschistes.

Toutes ces formations se superposent sur 550 m de hauteur avec un pendage moyen de 35° Ouest Nord Ouest et constituent un magnifique exemple, malgré les effets surimposés de la rétromorphose et de l'albitisation, du passage graduel qui existe entre migmatites et ectinites dans la région du front de migmatisation.

On rencontre en outre, au cours de cette coupe, dans les gneiss minuti à faciès de Bonneval, des intercalations importantes de quartzites à deux micas (biotite très chlori-

tisée) analogues à ceux de Picherse et de la bande du col de Sea. Tel est le cas, par exemple, au sommet du Clapier de Faudan (cote 2151).

Enfin, dans toute cette bande de gneiss minuti de la rive droite de l'Arc, l'étude pétrographique met en évidence, de façon sporadique, des traces de cataclase qui, fait important, est postérieure à l'albitisation (voir la description pétrographique ci-après).

3° *Plus au Nord,* la bande de gneiss minuti se lamine entre les embréchites ovillées et la lame triasique de Lécharenne. On ne la retrouve, dans les mêmes conditions de gisement qu'au Nord du ruisseau du Montet. A partir de ce point, les gneiss minuti augmentent rapidement de puissance et forment une bande continue, qu'on retrouve au sommet de l'Aiguille de Gontière, au Col du Carro et, au delà de la frontière, jusqu'au cours supérieur de l'Orco, qui porte alors le nom de ruisseau de Rossetto. Dans tout ce secteur, les gneiss minuti ont le faciès banal de Pessinetto, mais la biotite y est beaucoup plus chloritisée. La zone transitionnelle des gneiss minuti à faciès de Bonneval est réduite. On peut se rendre compte, par exemple en parcourant la crête frontière au Sud Ouest du Col du Carro, qu'elle n'excède pas une cinquantaine de mètres de puissance.

4° *La bordure ouest du massif du Grand Paradis* présente quelques accidents tectoniques locaux.

J'ai déjà signalé l'existence de deux ensellements synclinaux, perpendiculaires à la vallée de l'Arc, et de direction Nord Ouest - Sud Est, tous deux jalonnés par des cargneules et des calcaires dolomitiques triasiques: ce sont ceux de la Lenta — Couloir de la Fontaine d'une part, et de Lécharenne — Picherse d'autre part (Fig. 29).

On peut mettre en outre en évidence deux bombements anticlinaux de direction Sud Ouest - Nord Est.

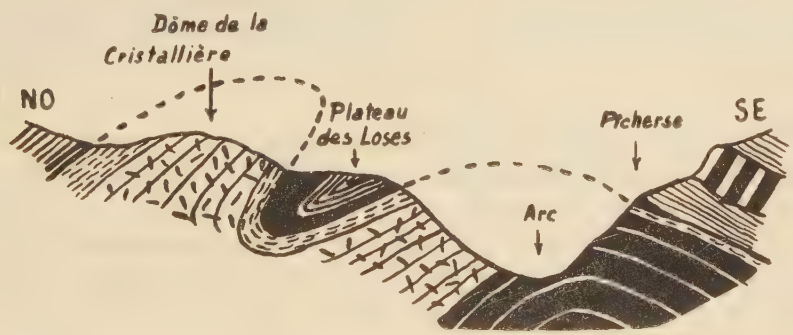


FIG. 30. — COUPE GÉOLOGIQUE TRANSVERSALE A LA VALLÉE DE L'ARC
(Même légende que la figure 29).

Le premier se situe au Nord Ouest de Bonneval (Fig. 30) et fait réapparaître les gneiss minuti dans le dôme de la Cristallière, entaillé par le cours de la Lenta et déterminant, au sein des calcschistes mésozoïques plus tendres, un verrou important que la route du Col de l'Iseran franchit par une série de lacets. La majeure partie de ce dôme est constituée par des gneiss minuti à faciès de Bonneval, où les yeux de microcline sont très espacés mais relativement gros (1 cm au minimum). Ces gneiss passent à la périphérie à des gneiss minuti à faciès de Pessinetto. La biotite est extrêmement chloritisée et ces roches ont une teinte générale verdâtre.

Le second anticlinal se trouve à l'Ouest du Col du Nivolet (Fig. 31). Ce dernier correspond à un petit synclinal de gneiss minuti, qui se relève rapidement à ses deux extrémités et qui est jalonné par une importante lame de cargneules triasiques. Entre ce synclinal et la Punta Basei, les embréchites œillées du Grand Paradis réapparaissent en un anticlinal allongé du Sud Ouest au Nord Est. Sur la retombée occidentale de cet anticlinal, l'auréole périphérique de gneiss minuti est interrompue et nettement laminée de part et d'autre des embréchites que surmontent directement les alternances de prasinites et de calcschistes mésozoïques de la Punta Basei.

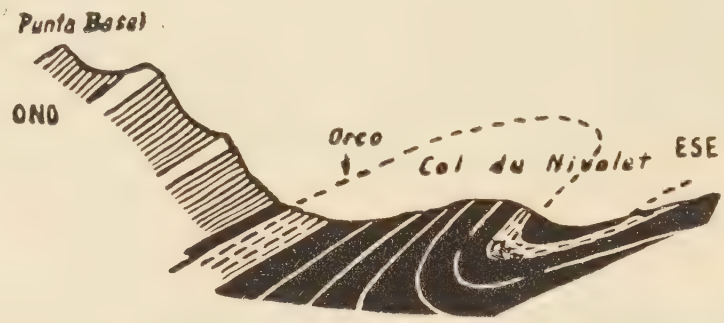


FIG. 31. — COUPE GÉOLOGIQUE A TRAVERS LE COL DU NIVOLET
(Même légende que la figure 29. En blanc: prasinites).

En raison de la continuité et de la position normale de la bande périphérique de gneiss minuti qui passe au Col du Carro et de part et d'autre de laquelle sont situés ces deux anticlinaux, il est difficile d'admettre qu'ils sont en prolongement l'un de l'autre, comme l'avait suggéré E. Raguin [1930 c, p. 77].

c) VERSANT NORD DU MASSIF DU GRAND PARADIS.

C'est sur ce versant que le groupe des gneiss minuti prend son extension la plus importante. Si on tient compte du pendage, qui oscille entre 25 et 35° Nord, l'épaisseur des gneiss minuti atteint dans cette région près de 600 m. Les auteurs de la feuille Gran Paradiso [1912] de la carte géologique d'Italie au 1/100.000 avaient bien remarqué ce fait, déjà consigné d'ailleurs sur la carte géologique des Alpes occidentales au 1/400.000 [1908].

J'ai été amené à donner aux gneiss minuti de la partie septentrionale du massif du Grand Paradis un développement encore plus grand que sur ces documents anciens. En effet, la majeure partie des « gneiss œillés » représentés sur ces cartes à l'extrême périphérie du massif, dans la partie aval des vallées de Valnontey, de Valeille et de Bardoney, sont en réalité des embréchites albitiques œillées ou rubannées, que seule l'étude pétrographique permet de différencier des embréchites œillées à microcline du Grand Paradis et de rapporter au groupe des gneiss minuti de Sparone.

Néanmoins, le faciès le plus répandu dans cette région est celui des gneiss albitiques à deux micas, c'est-à-dire le faciès banal de Pessinetto. Ces gneiss peuvent localement devenir amphiboliques et graphitiques: tel est les cas dans la partie supérieure du Val inferno, sur la rive droite du Valsavaranche, (G.B. Dal Piaz [1928c]), et dans la vallée de Valeille, immédiatement en amont de Cheleret.

On rencontre en outre dans les gneiss minuti quelques intercalations concordantes d'amphibolites qui sont particulièrement nombreuses sur les deux rives de la vallée de Valnontey.

Il existe aussi, dans les gneiss albitiques à deux micas, des intercalations concordantes d'embréchites œillées à microcline, absolument semblables du point du vue pétrographique aux embréchites œillées des zones supérieures du groupe des migmatites du Grand Paradis. Leur gisement affecte la forme d'énormes lentilles épaisses de plusieurs centaines de mètres et qui se prolongent parfois sur plusieurs kilomètres de longueur. Elles sont nettement interstratifiées dans les gneiss albitiques auxquels elles passent en toute continuité par l'intermédiaire de gneiss minuti à faciès de Bonneval. Il s'agit donc d'embréchites œillées en gisement stratoïde dans les gneiss minuti.

La coupe de la vallée de Valnontey (Fig. 32) permet d'étudier deux de ces lentilles d'embréchites œillées. Celle qui est située immédiatement à l'aval de Valnontey s'élargit considérablement vers le haut et vers l'Est pour former la majeure partie du massif de la Punta Fenille. Elle se coince ensuite dans les gneiss albitiques dans la partie haute du versant gauche de la vallée de Valeille. La lentille d'embréchites œillées du Money se trouve plus près du front de migmatisation, dans la partie amont de la vallée de Valnontey; la plus grande résistance de ces embréchites par rapport aux gneiss minuti encaissants a déterminé là un verrou glaciaire assez nettement marqué. Cette lentille se coince rapidement vers le haut, sur les deux versants abrupts de la vallée.

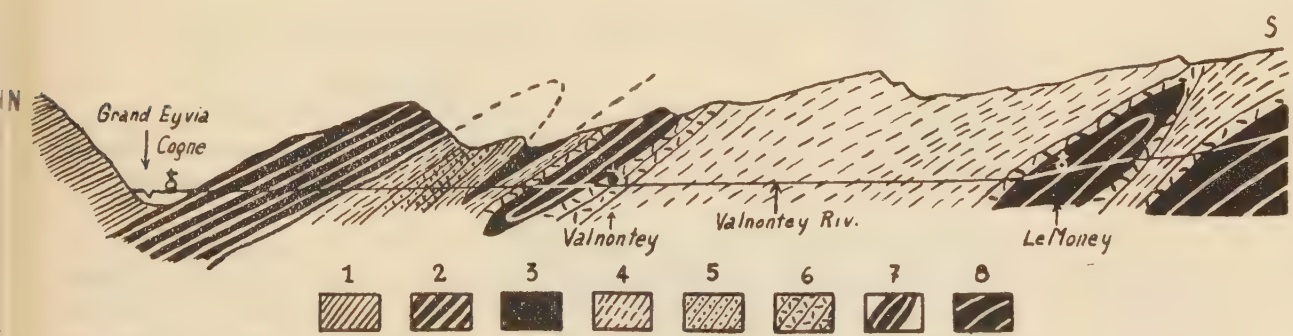


FIG. 32. — COUPE GÉOLOGIQUE LE LONG DE LA RIVE DROITE DE LA VALLÉE DE VALNONTEY
(Longueur de la coupe: 10 km).

Série des Schistes lustrés	1. Calcschistes	
	2. Prasinites	
	3. Trias	
Série Grand Paradis - Sesia-Lanzo	4. Gneiss albitiques de Pessinetto	Groupe des gneiss minuti de Sparone
	5. Embréchites albitiques de Fornello	
	6. Gneiss minuti à faciès de Bonneval	
	7. Embréchites œillées en gisement stratoïde	
	8. Embréchites œillées du Grand Paradis	Groupe des migmatites

Mais le fait le plus intéressant, dans cette partie septentrionale du massif, réside dans les rapports entre le groupe des migmatites du Grand Paradis et le groupe des gneiss minuti, autrement dit dans l'allure du front de migmatisation. Dans le détail, le passage entre les deux groupes est très graduel et se fait le plus fréquemment par des gneiss

minuti à faciès de Bonneval. Mais à l'échelle du massif on s'aperçoit, soit en considérant la carte géologique, soit en examinant certaines coupes, que le front de migmatisation ne forme pas une coupole régulière, comme l'indiquent les schémas classiques (J. Jung et M. Roques [1936, 1938, 1952]). Le passage entre les migmatites et les ectinites s'effectue ici par variation latérale des faciès. Les coupes géologiques offertes par la vallée de la Savara (Fig. 33) et par la vallée de Valnontey (Fig. 32) sont typiques à cet

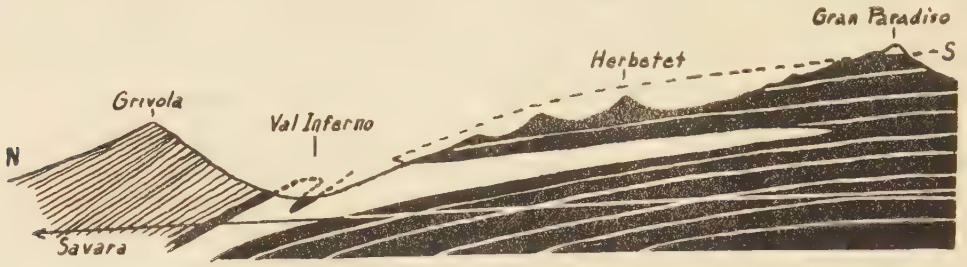


FIG. 33. — COUPE GÉOLOGIQUE LE LONG DU VERSANT DROIT DU VALSAVARANCHE
(Longueur de la coupe: 11 km).

Hachures: Schistes lustrés
Noir: Trias
Blanc: Gneiss albitiques de Pessinetto
Noir à rayures blanches: Embréchites œillées du Grand Paradis

égard: on y voit les gneiss minuti dessiner de longs et puissants biseaux, qui vont se coincer vers le Sud en concordance dans les embréchites œillées, alors que ces dernières forment vers le Nord des interstratifications non moins développées dans les gneiss minuti.

Les coupes transversales à la vallée de Campiglia (Fig. 34), sur le rebord nord est du massif du Grand Paradis, permettent d'aboutir aux mêmes conclusions. La bande d'embréchites œillées du versant gauche de cette vallée, si on la considère en amont du village de Campiglia, pourrait être interprétée comme un gisement statoïde dans les gneiss minuti au-dessus du front de migmatisation, d'autant plus que sur le versant gauche de la vallée, au pied de l'escarpement de San Besso, les gneiss minuti, laminés ailleurs, réapparaissent entre les embréchites œillées et les assises des Schistes lustrés. Cependant, on peut constater, en aval de Campiglia, que cette bande d'embréchites vient se réunir au massif migmatitique par disparition progressive et coincement en septum des gneiss minuti. Cette bande d'embréchites ne flotte donc pas dans les gneiss minuti au-dessus du front de migmatisation: elle émane directement de la masse des embréchites du Grand Paradis.

Une telle structure du front de migmatisation n'avait pas encore, à ma connaissance, été mise en évidence. Il est intéressant de noter la ressemblance qui existe, toutes proportions gardées, entre le bord nord du massif du Grand Paradis, caractérisé par ce phénomène, et certaines coupes de la partie sud est du Massif Central (Voir, par exemple, la coupe géologique à travers la série cristallophyllienne des Cévennes méridionales, in: J. Jung et M. Roques [1936, p. 46]). Le passage entre les embréchites et les micaschistes à deux micas s'y fait aussi par imbrication des deux faciès dans une zone de migmatites hétérogènes qui, d'après la récente nomenclature de J. Jung et M. Roques

[1952], ont le faciès d'épibolites. Toutefois le phénomène a lieu ici seulement à l'échelle de l'affleurement ou même de l'échantillon (5). Il suffit de l'agrandir considérablement, à l'échelle régionale, pour obtenir la structure présentée par le bord nord du massif du Grand Paradis. Je propose le terme de *front de migmatisation épibolique,* s'opposant au front de migmatisation en coupole connu jusqu'à présent, pour désigner ces gigantesques imbrications des faciès des migmatites et des ectinites dans la zone du front de migmatisation.

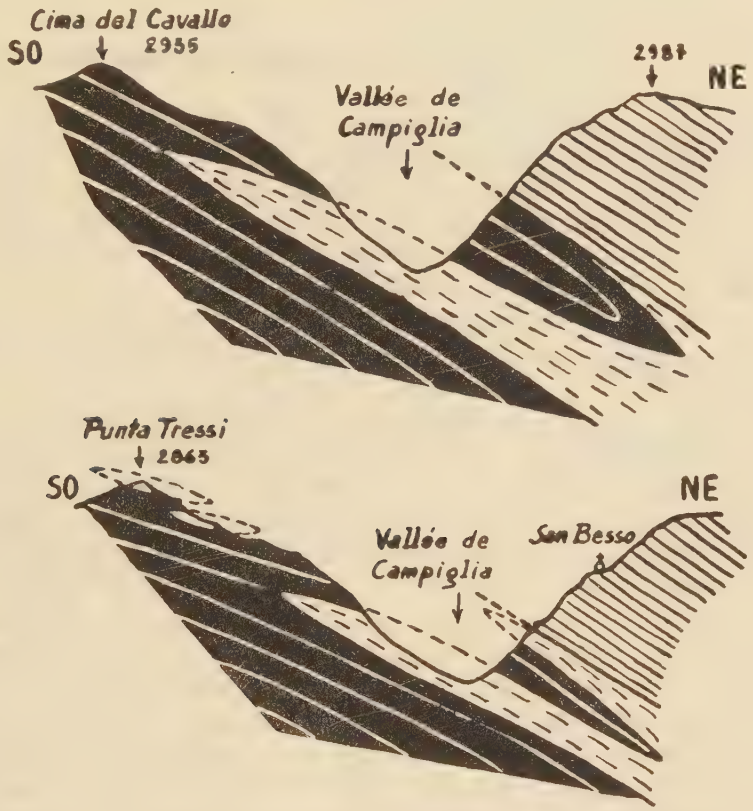


FIG. 34. — COUPES GÉOLOGIQUES A TRAVERS LA VALLÉE DE CAMPIGLIA

Hachures: Schistes lustrés
Tirets: Gneiss albitiques de Pessinetto
Noir à rayures blanches: Embréchites œillées du Grand Paradis

Au total, l'étude de l'auréole périphérique de gneiss minuti du Grand Paradis nous apprend que:

— ces gneiss se présentent sous des faciès divers (faciès à microcline de Bonneval, quartzites à deux micas, amphibolites, embréchites albitiques œillées ou rubannées, et surtout gneiss albitiques à deux micas) appartenant uniformément au niveau des gneiss

(5) Une autre différence importante est la suivante: la roche interstratifiée dans les micaschistes n'est pas à proprement parler une embréchite, car la roche-trame est inexistante; il s'agit de veines de granite à grain fin, de pegmatite ou d'aplite, distinctes des micaschistes encaissants.

de Pessinetto, caractérisé par la présence de biotite rétromorphosée mais encore nettement reconnaissable.

— des accidents tectoniques, inexistants dans le groupe des migmatites du Grand Paradis, font leur apparition, localement, en bordure du massif.

— le front de migmatisation de l'ancienne série cristallophyllienne dans la partie nord du massif, où on peut l'étudier sur de vastes surfaces, présente une structure dite épibolique.

2. — **Les gneiss minuti dans le massif de Sesia-Lanzo.**

Le groupe des gneiss minuti de Sparone forme, à l'Est de la bande de Schistes lustrés qui s'étent de Viù à Champorcher, toute la moitié occidentale du massif de Sesia-Lanzo (Fig. 35). Les gneiss minuti passent en effet, dans la moitié orientale de ce massif, aux micaschistes à glaucophane du groupe de Cuorgnè, au delà d'une ligne qui part, au Sud, de San Giacomo, passe à l'Est de Pont-Canavese et aboutit sur la rive droite de la Doire Baltée au Nord Ouest de Quincinetto.

En dehors de cette grande masse, on retrouve les gneiss minuti de Sparone à l'intérieur même de la bande de Schistes lustrés depuis le versant sud de la vallée de l'Orco (Boschietto) jusqu'au Nord de Ribordone.

Les gneiss minuti réapparaissent aussi à l'Est des micaschistes à glaucophane de Cuorgnè, au delà d'une ligne qui part de Cintano, au Sud Est de la vallée de la Chiusella, et qui aboutit à Quassolo sur la rive droite de la Doire Baltée.

Enfin, à l'intérieur même de la zone des micaschistes à glaucophane, les gneiss minuti de Sparone forment, sur les deux versants de la vallée de la Chiusella, un massif important dont le centre se situe à Chiara.

En raison de cette extension un peu capricieuse du groupe des gneiss minuti de Sparone dans le massif de Sesia-Lanzo, je considérerai la répartition des faciès de ce groupe cristallophyllien suivant divers secteurs géographiques.

D'autre part, j'utiliserai dès maintenant la subdivision en deux niveaux que permet de faire l'étude pétrographique dans le groupe des gneiss minuti de Sparone et que j'ai déjà indiquée. Je distinguerai donc un niveau inférieur, celui des gneiss de Pessinetto (gneiss albitiques à biotite, chlorite et phengite) et un niveau supérieur, celui des gneiss de Pont-Canavese (gneiss albitiques à chlorite et phengite).

a) Les gneiss albitiques de Pessinetto au Nord de la vallée de la Soana.

C'est le long de la vallée de la Soana que les gneiss de Pessinetto présentent leur minimum d'extension: entre les calcschistes mésozoïques du Rio Combemonte et les gneiss de Pont-Canavese d'Ingria, ils n'affleurent que sur 1,500 km. A partir de cette vallée, vers le Nord Est, ils s'élargissent constamment pour affleurer très largement le long des vallées de l'Ayasse et de la Doire Baltée.

Les rapports de ces gneiss avec les Schistes lustrés, qui ont été précédemment décrits, sont relativement simples dans ce secteur. Je rappellerai seulement que les deux formations sont concordantes et isoclinales avec des pendages voisins de 60° Sud Est. Plus au Nord, sur les deux versants de la vallée de l'Ayasse, les indentations synclinales de calcschistes mésozoïques et même de roches vertes deviennent plus fréquentes.

Le faciès dominant est celui des gneiss albitiques à deux micas du type de Pessinetto qui, vers le Sud Est, passent progressivement, par disparition de la biotite, aux gneiss albitiques à chlorite et phengite de Pont-Canavese.

FIG. 35. — RÉPARTITION DU GROUPE DES GNEISS MINUTI DE SPARONE DANS LE MASSIF DE SESIA-LANZO

Pointillé: niveau des gneiss de Pessinetto
Traits horizontaux: niveau des gneiss de Pont-Canavese
Blanc: autres formations

1. Zone de Boschietto
2. Zone de Pessinetto
3. Bande occidentale des gneiss de Pont-Canavese
4. Massif de Chiara
5. Bande orientale des gneiss de Pont-Canavese
6. Groupe des micaschistes à glaucophane de Cuorgnè

Dans la région de Bard (rive gauche de la Doire Baltée) et dans la basse vallée de l'Ayasse, les gneiss de Pessinetto sont relayés, par exagération progressive de l'albitisation, par des embréchites albitiques œillées et surtout rubannées qui prennent là un important développement.

Localement, on peut observer aussi des passées de gneiss albitiques à deux micas et à amphibole, mais ce faciès joue un rôle tout à fait accessoire.

Le fait le plus intéressant dans ce secteur est la réapparition des embréchites œillées à microcline du type du Grand Paradis, dans le massif du Monte Marzo et dans la région des sources de la Chiusella. L'existence de ce faciès a été signalée récemment par V. Novarese [1943, p. 51]. Vers l'Est ces embréchites qui ont le faciès très rétromorphosé des zones supérieures du groupe des migmatites du Grand Paradis, passent progressivement aux gneiss albitiques par disparition progressive du microcline (gneiss minuti à faciès de Bonneval). Vers l'Ouest, elles sont en contact avec la bande synclinale complexe des Schistes lustrés qui, sur 4 km de largeur, les sépare des embréchites œillées de la rive gauche de la vallée de Campiglia. Il est donc difficile de préciser leur mode de gisement. Cependant, la réapparition, déjà signalée, des gneiss albitiques de San Besso (Fig. 34) au-dessus des embréchites de la rive gauche de la vallée de Campiglia, laisse supposer que les Schistes lustrés reposent sur un socle de gneiss minuti; il s'ensuivrait que les embréchites œillées du Monte Marzo constitueraient une lentille stratoïde dans les gneiss minuti.

b) Les gneiss albitiques de Pessinetto entre la vallée de la Soana et la ligne Corio-Cantoira.

Au Sud de la vallée de la Soana, l'affleurement des gneiss albitiques de Pessinetto ne cesse de s'accroître en largeur pour atteindre son développement maximum, soit 11 km, sur la ligne Corio-Cantoira.

Dans toute cette région, les nombreuses écailles de calcschistes mésozoïques pincées dans les gneiss albitiques (Punta del Roc, Bisdonio, Cima dell'Uja, Monte Croass, etc...) ainsi que la réapparition en anticlinal complexe des gneiss albitiques dans la série des Schistes lustrés entre l'Orco et Ribordone, révèlent que la tectonique est plus complexe que ne le laisserait supposer au premier abord le régime isoclinal très régulier, avec pendages variant entre 40 et 60° Sud Est, qui affecte toute la série des gneiss minuti. Il est probable que de très nombreux replis, sans charnières visibles, accidentent cette zone et lui confèrent sa largeur inaccoutumée.

Quelques lentilles d'amphibolites, parfois associées à des cipolins, sont intercalées dans les gneiss albitiques à deux micas, qui constituent encore ici le faciès dominant. La lentille d'amphibolites de Vasario, au Nord de la vallée du Ribordone, mérite de retenir l'attention. Au centre de cette lentille d'amphibolites profondément transformées, on rencontre une curieuse roche grenue qui rappellerait à l'œil une diorite si elle ne contenait pas en quantité importante du grenat. Les auteurs de la feuille Ivrea [1912] de la carte géologique d'Italie au 1/100.000, l'ont effectivement notée en diorite et ont appelé « kinzigites » les amphibolites encaissantes. Ni l'une ni l'autre de ces définitions ne sont exactes, ainsi que je le montrerai au cours de l'étude pétrographique de ce gisement. Le problème qu'il pose est d'ailleurs difficile à résoudre car les roches sont très altérées superficiellement et les éboulis ou la végétation masquent complètement les contacts. En tout cas, l'assimilation de ces roches aux diorites et aux kinzigites de la zone d'Ivrée, faite par V. Novarese à plusieurs reprises [1929, 1931, 1943] me paraît totalement erronée.

Je rappellerai par ailleurs l'existence de deux bancs de leptynites à microcline, dont la puissance est d'une quinzaine de mètres et qui sont interstratifiés dans les gneiss albitiques. Tous deux affleurent dans la vallée de l'Orco. Le premier, visible à 1,500 km à

l'aval de Bardonetto, se perd rapidement au Sud et au Nord de la vallée. Par contre le second, qui affleure à une centaine de mètres à l'aval d'Appare, se poursuit vers le Nord sur près de 3 km de longueur et on le retrouve, avec la même puissance, dans la vallée de Ribordone, à l'aval du village de Brudero.

En dehors des amphibolites, cipolins et leptynites que je viens de signaler et qui n'ont dans ce secteur du massif de Sesia-Lanzio qu'une extension très minime, le faciès qui domine largement est celui des gneiss albitiques à deux micas du type de Pessinetto. Ces gneiss deviennent localement amphiboliques surtout lorsqu'on se déplace vers l'Est. Dans cette direction, on observe, comme dans le secteur nord décrit ci-dessus, la disparition progressive de la biotite et le passage graduel aux gneiss albitiques à chlorite et phengite de Pont-Canavese. En réalité, ce passage, qui se produit, dans la vallée de l'Orco, à 1 km en amont de Sparone et, dans la vallée de la Soana, à Ingria, est difficile à mettre en évidence sur le terrain; il passerait même inaperçu sans l'aide de l'étude pétrographique. C'est d'ailleurs une des raisons qui m'ont conduit à réunir dans le groupe des gneiss minuti de Sparone les gneiss albitiques de Pessinetto et de Pont-Canavese.

c) Les gneiss albitiques de Pessinetto au Sud de la ligne Corio-Cantoira.

Ce secteur présente des complications importantes, d'une part en ce qui concerne les faciès du groupe des gneiss minuti et d'autre part en ce qui concerne les rapports de ce groupe avec la série des Schistes lustrés.

Au point de vue de la répartition des faciès, celui des gneiss albitiques à biotite du type de Pessinetto prédomine largement. C'est d'ailleurs dans ce secteur que se situe la localité de Pessinetto où je décrirai le faciès-type. On peut noter cependant que le faciès des gneiss albitiques à deux micas et à amphibole, qui apparaît sporadiquement dans les deux autres secteurs précédemment décrits, occupe ici une place plus importante. Fréquemment ce faciès amphibolique forme, avec le faciès de Pessinetto, des alternances régulières et toujours concordantes. Tel est le cas dans les environs de Ceres et dans la région de Monastero di Lanzo.

Mais la caractéristique de ce secteur réside dans l'extension que prennent les amphibolites. Au lieu de former comme ailleurs, de simples lentilles, ces roches arrivent à constituer ici de véritables massifs au sein des gneiss albitiques. Tels sont les massifs situés à l'Ouest de Corio et au Nord Ouest de Monastero, qui couvrent des surfaces de plusieurs kilomètres carrés, et ceux, plus réduits, qui affleurent immédiatement en amont de Fe et au Sud Est de Cantoira. Sur la carte géologique italienne (Feuille Susa), les deux derniers sont correctement notés comme « amphibolites sporadiques dans les gneiss du massif de Sesia-Lanzo »; par contre les deux autres (Feuilles Susa et Torino) sont cartographiés comme « éclogites et glaucophanites compactes ». De fait, ces roches présentent des lits de minéraux bleuâtres qui rappellent étonnamment les lits glaucophanitiques des micaschistes à glaucophane du groupe de Cuorgnè; cependant, l'étude pétrographique, montre que ces roches ne contiennent pas de glaucophane: ce sont des amphibolites plus ou moins rétromorphosées dont je discuterai plus loin l'origine.

Enfin, les cipolins prennent ici un développement plus important que dans les régions situées plus au Nord. Bien que le nombre des gisements de ces roches se réduise à trois, ces bancs de cipolins acquièrent une puissance de plusieurs dizaines de mètres et se poursuivent sur une longueur qui peut dépasser le kilomètre (gisements de

Chiaves et de Monastero). Seule la petite lentille de cipolin de Cantoira, presque complètement vidée pour l'alimentation de fours à chaux, garde de modestes dimensions.

En ce qui concerne les rapports avec les Schistes lustrés, je rappellerai que les géologues italiens, par exemple V. Novarese [1929], admettaient que les gneiss minuti de la zone de Sesia-Lanzo forment dans les environs de Mezzenile une sorte de cul-de-sac enveloppé de toutes parts, sauf vers le Nord Est, par les calcschistes ou les roches vertes de la série mésozoïque des Schistes lustrés. Cette disposition de l'extrémité sud ouest du massif de Sesia-Lanzo justifiait l'emploi du terme d'*ellipsoïde* pour désigner ce massif. Les variations du pendage des gneiss minuti dans cette région, conduisaient par ailleurs ces géologues à concevoir que le massif de Sesia-Lanzo présentait ici une structure en éventail (Voir: V. Novarese, *op. cit.,* fig. 9, p. 170).

En réalité, les variations de pendage qu'on observe effectivement dans cette région, ce qui la rend sensiblement différente des autres secteurs où le régime isoclinal était de règle, ne sont dues qu'au désordre introduit par l'intercalation dans la série des gneiss albitiques de l'énorme batholite de roches vertes de Lanzo. J'ai montré (2e partie) que ce massif est constitué par des péridotites et des pyroxénites, intensément laminées dans les parties périphériques et injectées dans l'ancienne série cristallophyllienne. Leur âge est indiscutablement mésozoïque, puisqu'elles ne présentent pas de traces de rétromorphose. Il en est de même pour les annexes de ce batholite (massifs de roches vertes de Pessinetto, de Monastero, de Balangero-Corio, etc.), dont l'âge mésozoïque n'était pas admis formellement par les géologues italiens.

Les coupes faites sur les deux versants de la Stura di Lanzo montrent bien que les variations des pendages sont locales et en liaison intime avec l'allure des massifs de roches vertes. Sur la rive gauche, entre Pessinetto et Lanzo, on peut constater que, de part et d'autre de la lentille de roches vertes du kilomètre 41, comme en amont de la limite septentrionale du batholite de Lanzo (lit du ruisseau de la Losa), les gneiss albitiques restent à peu près isoclinaux, les pendages variant entre 35° Nord Nord Est, aux environs de Pessinetto, et 40° Nord au ruisseau de la Losa. Sur le versant droit de la vallée, on peut observer, au contraire, à l'amont du hameau de Ru, que les gneiss albitiques plongent avec un pendage de 50° Sud sous les roches vertes laminées du batholite de Lanzo. La limite septentrionale de ce dernier affecte donc l'allure d'une surface gauche, dont l'inclinaison s'inverse progressivement au travers de la vallée de la Stura.

Quant aux rapports des gneiss albitiques de Pessinetto avec les calcschistes mésozoïques dans la zone qui s'étend à l'Ouest du batholite de Lanzo, c'est-à-dire entre Mezzenile et Viù, ils deviennent relativement simples à étudier si on utilise l'appui fourni par l'étude pétrographique. Les gneiss albitiques de Pessinetto sont essentiellement polymétamorphiques et rétromorphosés; ils contiennent en outre de la biotite. Ces caractères les opposent fondamentalement aux calcschistes mésozoïques qui sont monométamorphiques et qui ne contiennent jamais de biotite. Ces critères de différenciation, qui sont, je l'avoue, difficiles à utiliser directement sur le terrain, sont particulièrement importants lorsqu'il s'agit de distinguer les gneiss albitiques de Pessineto et les formations albitisées de la série des Schistes lustrés (Gneiss du Charbonnel). Les géologues italiens avaient fort justement remarqué qu'il y a des « gneiss minuti associés aux calcschistes » (Légende de la feuille Susa), mais ne possédant pas les moyens de les distinguer pétrographiquement, ils les ont cartographiés avec la même teinte et la même notation que les gneiss minuti de Sesia-Lanzo, ce qui donne à la carte de cette région un aspect très embrouillé et rigoureusement incompréhensible.

Les gneiss du Charbonnel sont d'ailleurs peu développés en bordure de l'ensellement des Schistes lustrés de Viù: je les ai seulement rencontrés, d'une part dans la région située entre Almesio et Sumiana, où ils forment vers le Nord, au sein des calcschistes, deux puissantes indentations qui se réunissent au Sud dans les environs des Monti, et d'autre part dans la région d'Asciutti-Mularasso, au Nord Est de Viù.

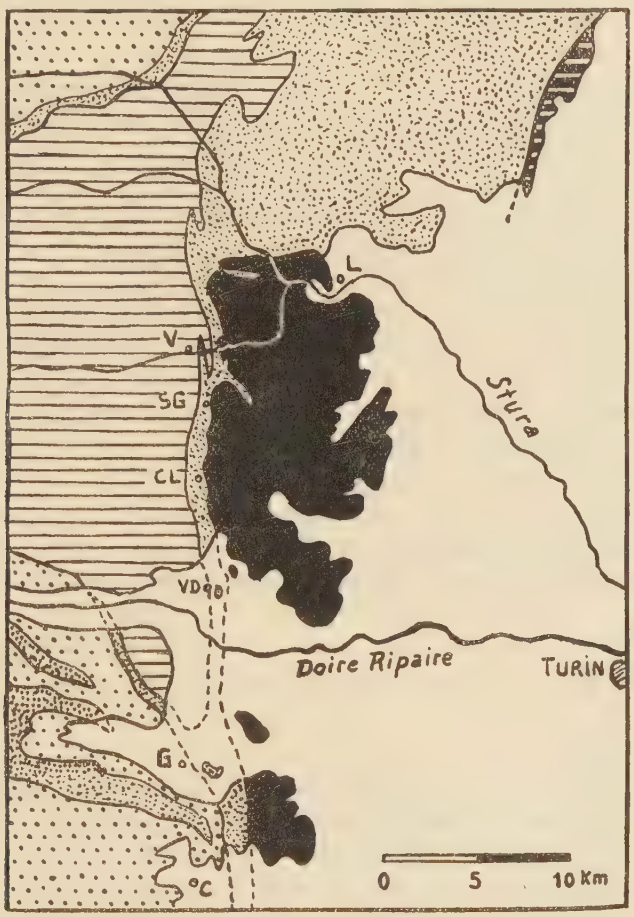


FIG. 36. — CARTE GÉOLOGIQUE SCHÉMATIQUE DE L'EXTRÉMITÉ MÉRIDIONALE DU MASSIF DE SESIA-LANZO

Blanc: alluvions
Traits horizontaux: série des Schistes lustrés
Noir: péridotites et serpentines de Lanzo
Grisé: gneiss minuti et micaschistes des massifs de Sesia-Lanzo et de Dora-Maira
Pointillé: embréchites œillées des massifs du Grand Paradis (au Nord) et de Dora-Maira (au Sud)

C = Cumiana. CL = Col del Lis. G = Giaveno. L = Lanzo. SG = Col San Giovanni. V = Viù. VD = Villar Dora.

En dehors de ces cas d'interprétation délicate sur le terrain, en raison de la convergence des faciès due à l'albitisation, la distinction est plus facile à faire entre les

calcschistes mésozoïques et les gneiss albitiques à biotite de Pessinetto. C'est ainsi que l'intercalation de « calcschistes » dans les roches vertes, notée sur la feuille de Susa au Nord du Monte Calcante, dans la région de Pugnetto, est en réalité constituée par des gneiss albitiques à biotite très laminés.

Les mêmes constatations peuvent être faites dans la coupe de la rive gauche de la Stura di Viù où on peut distinguer une longue écaille de calcschistes pincée dans les gneiss albitiques qui, plus à l'Est, bordent de façon continue la limite occidentale du batholite de Lanzo.

Sur le versant sud de cette même vallée, le massif de roches vertes de Lanzo est constamment séparé des calcschistes par une bande de gneiss albitiques à biotite.

Bien qu'on soit, plus au Sud, en dehors des limites de la région étudiée dans ce mémoire, il est intéressant de noter que cette bande de gneiss de Pessinetto se poursuit régulièrement vers le Sud, par le Col San Giovanni et le Col del Lis, jusque sur la rive gauche de la Doire Ripaire où on la retrouve, à Villar Dora, dans un pointement émergeant des moraines latérales de l'ancien glacier de la Doire. Il est très probable que cette même bande réapparaît au Sud de l'amphithéâtre morainique d'Avigliana, dans la région du Truc Mongrosso, où elle s'élargit considérablement pour former l'auréole du massif migmatitique de Dora-Maira. L'étude pétrographique rapide à laquelle je me suis livré sur des échantillons recueillis dans cette région, prouve en effet qu'il s'agit aussi de gneiss albitiques à deux micas rétromorphosés.

Cette structure de la partie sud du massif de Sesia-Lanzo, lequel s'étendrait donc beaucoup plus loin qu'on ne le pensait, est schématisée sur la carte de la figure 36. Il convient d'ajouter, pour être juste, que R. Staub, dans sa carte tectonique des Alpes [1924], avait partiellement entrevu cette prolongation vers le Sud de la zone de Sesia-Lanzo.

d) Les gneiss albitiques de Pont-Canavese dans le massif de Sesia-Lanzo (Fig. 35).

1° *Bande occidentale.*

J'ai déjà signalé que les gneiss albitiques à biotite de Pessinetto passent progressivement vers l'Est à des gneiss d'aspect extérieur à peu près identique mais dépourvus de biotite, que j'ai appelé gneiss albitiques à chlorite et phengite de Pont-Canavese.

La limite entre ces deux formations est difficile à fixer car au fur et à mesure qu'on s'élève dans la série des gneiss de Pessinetto, c'est-à-dire lorsqu'on progresse vers l'Est, la biotite est de plus en plus chloritisée. Seule l'étude pétrographique de détail permet de faire le diagnostic. Elle montre en particulier que la distinction des deux faciès n'est pas due seulement à la transformation totale de la biotite par chloritisation, mais à l'absence originelle de ce minéral dans les gneiss de Pont-Canavese.

Grâce à ces observations il est possible de tracer sur la carte la limite entre les deux faciès. Elle part, au Sud, de Corio, se dirige vers le Nord jusqu'à Bisdonio, à l'amont de Sparone, puis s'infléchit de plus en plus vers le Nord Est, en passant par Ingria et Tallorno, pour aboutir dans la vallée de la Doire Baltée entre Bard et Donnaz.

Vers l'Est, la distinction entre les gneiss albitiques de Pont-Canavese et les divers faciès du groupe des micaschistes à glaucophane de Cuorgnè, qui succède dans cette direction au groupe des gneiss minuti de Sparone, est beaucoup plus aisée, encore que le passage entre les deux groupes soit le plus souvent très graduel, ainsi qu'on peut le

constater, par exemple, sur les deux versants de la vallée de l'Orco en aval de Pont-Canavese, et le long de la vallée de la Chiusella en aval de Valchiusella. J'ai déjà indiqué que la limite orientale du groupe des gneiss minuti de Sparone, qui coïncide évidemment avec celle des gneiss albitiques de Pont-Canavese, part, au Sud, de San Giacomo, et s'infléchit ensuite en arc de cercle vers le Nord Est, traversant successivement les vallées de l'Orco, de la Chiusella et de la Doire Baltée, respectivement à l'aval de Pont-Canavese et à l'amont de Valchiusella et de Quincinetto.

La bande de gneiss albitiques de Pont-Canavese ainsi limitée de part et d'autre, présente son maximum de largeur, soit 6 km environ, le long de la vallée de l'Orco entre Bisdonio et Pont-Canavese. Vers le Sud elle se rétrécit progressivement et affleure seulement sur 1,500 km à son extrémité sud, entre Corio et San Giacomo. Elle disparaît là sous les alluvions anciennes de la bordure de la plaine du Pô, mais on est en droit de penser qu'elle se coince rapidement en biseau vers le Sud entre les gneiss de Pessinetto à l'Ouest et les micaschistes à glaucophane de Cuorgnè à l'Est. Au Nord de l'Orco, cette bande de gneiss albitiques de Pont-Canavese se réduit progressivement jusqu'à acquérir une très faible largeur (1,500 km) le long de la vallée de la Chiusella. Au delà de cette dernière, elle s'élargit rapidement vers le Nord Est et affleure sur près de 5 km de largeur le long de la vallée de la Doire Baltée.

Le faciès dominant dans toute cette bande occidentale est celui des gneiss albitiques à chlorite et phengite de Pont-Canavese, qui se distinguent macroscopiquement des gneiss de Pessinetto par leur teinte plus sombre, tirant sur le gris-verdâtre.

Assez souvent, certaines zones de ces gneiss deviennent amphiboliques et passent même par endroits à de véritables amphibolites normalement intercalées dans la série. Le cas est particulièrement fréquent dans la vallée de la Soana, en bordure de la zone des micaschistes à glaucophane de Cuorgnè. On peut d'ailleurs noter déjà, dans ces bancs amphiboliques, la présence sporadique de la glaucophane, annonçant le passage au groupe de Cuorgnè où ce minéral prend, comme on le verra plus loin, un très grand développement.

Des lentilles de cipolins sont aussi interstratifiées dans les gneiss de Pont-Canavese. Elles atteignent parfois des dimensions importantes et passent latéralement vers l'Est, lorsqu'elles sont au voisinage de la zone de passage aux micaschistes à glaucophane de Cuorgnè, à des calcschistes à glaucophane. Tel est le cas, par exemple, pour la lentille de cipolin autrefois exploitée pour la fabrication de la chaux sur la rive droite de l'Orco à Pont-Canavese.

2° *Bande orientale.*

A l'Est du groupe des micaschistes à glaucophane de Cuorgnè, on retrouve les gneiss albitiques de Pont-Canavese, mais seulement dans la partie nord est de la région étudiée. Au Sud de Cintano, au contraire, cette bande orientale de gneiss albitiques est tectoniquement supprimée et la zone du Canavese chevauche directement, par l'intermédiaire d'une zone plus ou moins mylonitique, les micaschistes à glaucophane de Cuorgnè.

Au Nord de Cintano, on voit réapparaître, entre ces derniers et la zone du Canavese, les gneiss albitiques de Pont-Canavese. Ils prennent une extension assez importante dans la vallée de la Savenca, au Nord Ouest d'Issiglio. Plus au Nord, au delà de la vallée de la Chiusella, ils sont presque totalement transformés en cornéennes gneissiques

à biotite, andalousite et cordiérite dans l'auréole de contact du batholite de diorite quartzique de Traversella (6).

Au delà de cette auréole de contact, on retrouve les gneiss albitiques de Pont-Canavese dans le pointement de Borgofranco et de chaque côté de la vallée de la Doire Baltée à l'aval de Quassolo.

Dans toute cette bande orientale, le faciès dominant est celui de gneiss albitiques à chlorite et phengite. Ces gneiss sont toutefois moins riches en albite que ceux de la bande occidentale du niveau de Pont-Canavese. De plus, ils passent vers l'Ouest, près de la limite avec les micaschistes à glaucophane du groupe de Cuorgnè, à des gneiss albitiques à diopside jadéitique. On peut étudier ces derniers sur le versant sud ouest du Monte Cavallaria (1,500 km au Sud Ouest de Quassolo) et constater qu'ils sont associés aux nombreuses lentilles de cipolins de la région de Bajo. Ils sont relayés vers le Nord Ouest par des micaschistes à glaucophane et à diopside qui appartiennent au groupe de Cuorgnè.

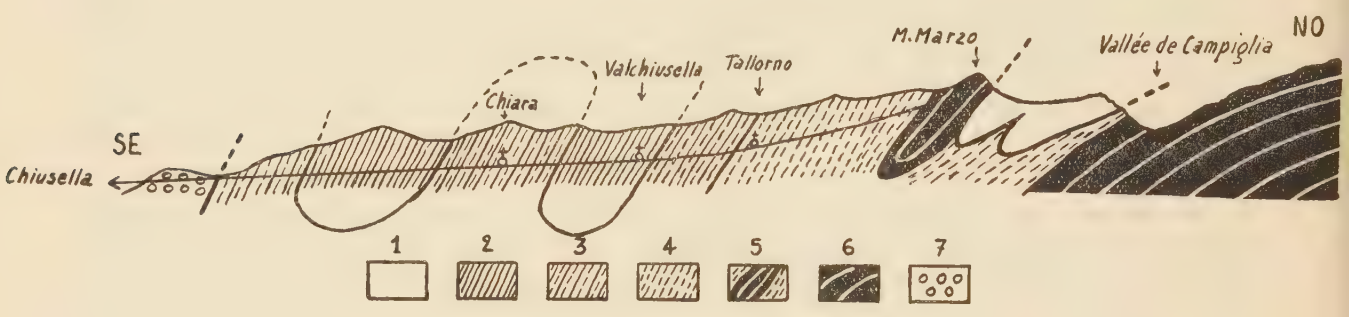


Fig. 37. — Coupe géologique schématique le long de la rive droite de la vallée de la Chiusella
(Longueur de la coupe: 23 km)

Série des Schistes lustrés: 1. Schistes lustrés

Série Grand Paradis
Sesia-Lanzo
- 2. Micaschistes à glaucophane: Groupe de Cuorgnè
- 3. Gneiss albitiques de Pont-Canavese
- 4. Gneiss albitiques de Pessinetto
- 5. Embréchites œillées en gisement stratoïde } Groupe de Sparone
- 6. Embréchites œillées: Groupe des Migmatites du Grand Paradis
- 7. Zone du Canavese

3° *Massif de Chiara.*

La coupe de la vallée de la Chiusella montre, à l'intérieur du groupe des micaschistes à glaucophane de Cuorgnè, entre Traversella et Succinto, une puissante intercalation de gneiss albitiques de Pont-Canavese, que j'appelle massif de Chiara, du nom de la petite localité située au centre de ce massif (Fig. 37). Vers le Nord Est et le Sud Ouest, ces gneiss se coincent en biseau dans les micaschistes à glaucophane, de telle sorte que leur gisement affecte la forme générale d'une gigantesque lentille.

(6) Je n'ai pas repris l'étude de la région de Traversella: de nombreux et importants travaux lui ont été déjà consacrés. On en trouvera la liste dans la mise au point récente de V. Novarese [1943].

Le faciès dominant est encore ici celui de gneiss albitiques à chlorite et phengite, relativement pauvres en albite. Les bancs grenatifères sont fréquents et vers la bordure orientale du massif on trouve des gneiss albitiques à diopside jadéitique, qui passent progressivement vers l'Est à des micaschistes à glaucophane et diopside appartenant au groupe des micaschistes de Cuorgnè; ces gneiss et ces micaschistes à pyroxène sont en relation évidente avec le chapelet de lentilles de cipolin de la zone Traversella-Quincinetto.

4° Rapports entre les gneiss albitiques de Pont-Canavese et le groupe des micaschistes à glaucophane de Cuorgnè.

De nombreuses observations, déjà exposées ou qu'on trouvera plus développées dans l'étude pétrographique, militent en faveur d'un passage progressif des gneiss albitiques de Pont-Canavese aux micaschistes à glaucophane du groupe de Cuorgnè. Ce passage est d'ailleurs bien visible aux environs de Pont-Canavese, dans la basse vallée de la Soana et à l'Est de Valchiusella.

Mais la coupe de la vallée de la Chiusella (Fig. 37) montre que les rapports entre les deux formations sont en réalité plus complexes que ne le laisserait supposer la coupe de l'Orco. La réapparition des gneiss albitiques de Pont-Canavese, d'une part au sein des micaschistes à glaucophane (massif de Chiara) et d'autre part à l'Est de ces micaschistes (bande orientale Cintano-Quassolo), pose en effet un problème délicat: ces réapparitions sont-elles dues à des phénomènes tectoniques ou à de simples variations stratigraphiques locales des faciès? Les passages progressifs signalés ci-dessus à la limite orientale du massif de Chiara et à la limite occidentale de la bande Cintano-Quassolo, ne permettent pas de résoudre ce problème, car ils peuvent exister dans l'un comme dans l'autre cas. De même le régime isoclinal très monotone qui affecte toute la série des gneiss de Pont-Canavese et des micaschistes de Cuorgnè, avec des pendages oscillant le plus souvent entre 30 et 45° Sud Est mais pouvant atteindre par endroits 60° Sud Est, n'est pas fait pour simplifier la question.

Cependant l'étude générale du groupe des gneiss minuti de Sparone montre que la tectonique y est assez compliquée; l'étude des rapports de ce groupe avec la série des Schistes lustrés dans la région de Locana témoigne, par exemple, de l'existence de replis assez complexes. Je crois donc que, dans le problème qui nous intéresse ici, il est plus logique de pencher en faveur de l'hypothèse de réapparitions anticlinales complexes des gneiss albitiques au sein des micaschistes de Cuorgnè, plutôt qu'en faveur de simples passages stratigraphiques.

D. — PETROGRAPHIE

Avant de décrire les caractères pétrographiques des divers faciès constituants du groupe des gneiss minuti de Sparone, j'étudierai le mica verdâtre à petit angle d'axes qui est très fréquent dans la région étudiée.

1. — Etude minéralogique de la phengite des gneiss minuti.

L'existence d'un mica blanc à angle d'axes optiques petit ou même nul a été signalée depuis longtemps dans la zone alpine interne.

A ma connaissance, c'est C. Schmidt (7) qui a, le premier, attiré l'attention sur cette particularité en signalant, dans les gneiss de l'Adula, une muscovite uniaxe, polychroïque dans les tons vert pâle. Cet auteur précisait même que ce mica devient biaxe par chauffage, puis de nouveau uniaxe, après refroidissement.

A. Stella [1895, p. 291] indique qu'il a rencontré fréquemment, dans les gneiss minuti et dans les gneiss œillés des Alpes Graies et Cottiennes, un mica blanc-verdâtre qu'il n'a jamais appelé muscovite parce que cette dernière ne présente pas d'ordinaire cette coloration spéciale, et qui possède des variations dans la valeur de son angle d'axes. A. Stella fut le premier à étudier la composition chimique de ce mica. Des essais microchimiques lui révélèrent tout d'abord la présence de Fe, Mg, Ca et K. L'existence de ces éléments fut confirmée par une analyse chimique de G. Aichino sur un échantillon provenant des gneiss minuti de la vallée de l'Orco (sans autre indication plus précise). Cette analyse, qui a été publiée depuis à maintes reprises (S. Franchi [1902, p. 115], V. Novarese [1943, p. 38]), est malheureusement inutilisable car elle donne le fer en fer total.

On a vu plus haut (2e partie) que ce mica est aussi très largement répandu dans la série des Schistes lustrés.

Par ailleurs, l'étude pétrographique du groupe des migmatites du Grand Paradis a montré qu'il ne faut pas confondre la muscovite, à l'état de résidus et présentant un angle d'axes normal, avec notre mica verdâtre à angle d'axes petit ou nul. Cette confusion entre les deux minéraux a été faite par les pétrographes italiens, qui croyaient avoir affaire à une seule espèce minéralogique présentant de grandes variations dans la valeur de l'angle des axes. C'est le cas de V. Novarese qui écrit [1943, p. 37]: « Le mica blanc présente de notables variations dans l'angle des axes optiques, qui oscille entre les valeurs maxima normales de la muscovite et une valeur plus petite, si voisine de zéro qu'elle fait paraître le minéral uniaxe ».

J'ai eu la chance de rencontrer dans les gneiss albitiques du niveau de Pessinetto, dans la vallée de Ribordone, un banc de gneiss à gros grain où le mica en question se présente en lames xénomorphes atteignant 4 à 5 mm de longueur et de largeur et empilées sur une épaisseur dépassant parfois 2 mm. Il a donc été très facile d'extraire ce minéral de la roche et de le soumettre à l'analyse chimique (Analyse n° 22).

a) Caractères optiques.

En masse, ce mica présente une teinte vert jaunâtre clair. En lame mince, le polychroïsme, qui est très faible, est le suivant: np = incolore, ng = vert jaunâtre très pâle.

L'angle des axes optiques est variable entre $-2V = 0°$ et $-2V = 20°$. Sur l'échantillon analysé l'angle des axes est très petit ($-2V = 3\text{-}4°$); c'est le cas le plus fréquent.

Np = 1,55; ng = 1,59. Ng — np = 0,04. La biréfringence est nettement supérieure à celle de la muscovite.

Ces valeurs correspondent à celles calculées par A. N. Winchell (8) pour la phengite théorique.

b) Composition chimique.

Analyse n° 22: *Phengite.* Vallée de Ribordone. An. nouv.: C. Rouger (Clermont, 1951).

Analyses de référence:

Analyse A: *Muscovite théorique.*

(7) C. Schmidt (1891): Die Gesteine der Adula Massivs. *Mat. Carte Géol. Suisse*, 25, 32.
(8) A.-N. Winchell (1951): Elements of optical mineralogy. II: Descriptions of minerals. 4e éd., p. 367.

ANALYSE B: *Séricite blanche.* Melones, Calaveras County (California). An: J.-J. Fahey (W.-T. Schaller (9)): — 2V = 0-10°.

ANALYSE C: *Séricite jaune.* Amelia (Virginia). An. R.-T. Stevens (W.-T. Schaller (9)).

ANALYSE D: *Phengite théorique.*

ANALYSE E: *Alurgite.* Saint-Marcel, Val d'Aoste (S.-L. Penfield (10)): — 2V = 0-26°.

ANALYSE F: *Leucophyllite théorique.*

	AN. N° 22	AN. A	AN. B	AN. C	AN. D	AN. E	AN. F
SiO^2	49,57	45,26	49,37	49,16	52,9	53,22	60,57
Al^2O^3	30,69	38,40	29,21	30,81	25,8	21,19	12,85
Fe^2O^3	0,12		1,54			1,22	
FeO	2,09			1,43			
MgO	2,19		2,77	2,22	5,0	6,02	10,17
CaO	0,30						
Na^2O	0,00		0,14	0,48		0,34	
K^2O	9,04	11,82	9,72	10,90	11,8	11,20	11,87
Mn^2O^3						0,87	
MnO	0,06						
P^2O^5	0,00						
H^2O+	5,10	4,52	6,88	4,73	4,5	5,75	4,54
$H^2O—$	0,95		0,75	0,15			
Total	100,11	100,00	100,38	99,88	100,0	99,81	100,00

Une première constatation s'impose: c'est la teneur nulle en soude du mica de Ribordone. Le fait est intéressant: dans une région affectée par une métasomatose sodique intense, la soude ne s'est pas fixée sur le mica pour donner de la paragonite, comme on aurait pu s'y attendre. La teneur en CaO, quoique insignifiante, est aussi intéressante: les transformations de muscovite en phengite, et surtout de biotite en chlorite ou muscovite, se font presque toujours, on l'a vu, avec exsudat de petits granules d'épidote ou de zoïsite qui restent inclus dans les clivages p; ces minéraux peuvent donc provenir de la chaux contenue originellement dans les micas.

La formule du mica de Ribordone, tirée de l'analyse n° 22 est la suivante:

$$(K, Ca)_{1,6}\ [(Fe'', Mg)_{0,6}\ Al_{3,4}]\ (OH)_{4,6}\ (Si_{6,7}\ Al_{1,3})\ O_{22},\ \text{où on a : } K_{1,56},\ Ca_{0,04},\ Fe''_{0,2},\ Mg_{0,4}.$$

Cette formule est très voisine de celle de la séricite ou phengite (An. C) qui est la suivante:

$$(K, Na)_{1,9}\ [Fe'', Mg)_{0,6}\ Al_{3,4}]\ (OH)_{4,2}\ (Si_{6,6}\ Al_{1,4})\ O_{22},\ \text{où on a : } K_{1,86}, Na_{0,04}, Fe''_{0,2},\ Mg_{0,44}.$$

Ces formules sont intermédiaires entre celles de la muscovite et de la phengite théoriques qui sont les suivantes:

Mucovite théorique: $K_2\ Al_4\ (OH)_4\ Si_6\ Al_2\ O_{20}$.
Phengite théorique: $K_2\ [(Fe'', Mg)\ Al_3]\ (OH)_4\ Si_7\ Al\ O_{20}$.

Le mica de Ribordone est plus proche de la phengite théorique que de la muscovite. Il diffère de cette dernière par la présence de Fe″ et de Mg, et par ses teneurs en silice

(9) W.-T. Schaller (1950): An interpretation of high-silica sericites. *Miner. Magazine,* 29, p. 406-415.
(10) S.-L. Penfield (1893): On some minerals from the manganese mines of St-Marcel, in Piedmont (Italy). *Amer. Journ. Sc.* (3), 46, p. 290.

et en alumine qui sont respectivement plus forte et plus faible. Toutefois les teneurs en potasse et en H^2O sont respectivement plus faible et plus forte que dans la phengite. Ces caractères sont propres à la plupart des micas qui ont été décrits sous le nom de « séricite » avant qu'on en possède l'analyse chimique.

Il convient d'ailleurs de remarquer à ce sujet que le terme de « séricite » est employé dans un sens purement descriptif par les pétrographes pour désigner des micas blancs incolores ou très faiblement polychroïques, à angle d'axes plus petit que celui de la muscovite et fréquents dans les schistes cristallins. Il se trouve qu'une telle définition peut se rapporter aussi bien à la phengite qu'à la paragonite ou même, éventuellement, au phlogopite, micas qui présentent des caractères optiques peu différents.

Le terme de séricite doit donc être considéré comme descriptif et provisoire, l'analyse chimique permettant seule d'étayer rigoureusement le diagnostic.

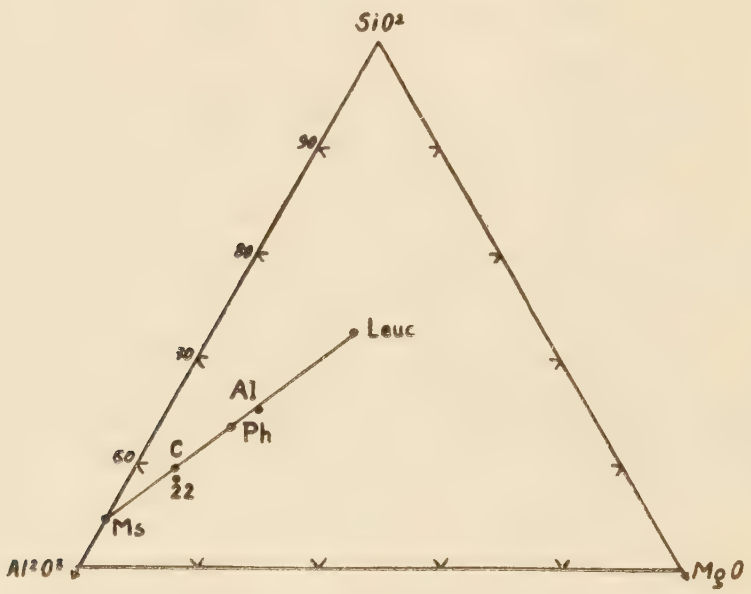


FIG. 38. — LA SÉRIE MUSCOVITE-PHENGITE-ALURGITE-LEUCOPHYLLITE DANS LE TRIANGLE DE CONCENTRATION SiO^2-Al^2O^3-MgO.

Ms = Muscovite théorique
22 = Phengite des gneiss minuti (Analyse p. 173).
C = Analyse de référence C (p. 173).
Ph = Phengite théorique
Al = Alurgite (Analyse p. 173).
Leuc = Leucophyllite théorique.

Le diagramme de la figure 38 montre la place qu'occupe la phengite des Alpes dans la série « muscovite - phengite - alurgite - leucophyllite », caractérisée par une augmentation constante des teneurs en silice et magnésie, une diminution corrélative des teneurs en alumine, alors que les teneurs en potasse et H^2O restent à peu près constantes. Pour l'établissement de ce diagramme triangulaire, les valeurs de SiO^2, Al^2O^3 (+ Fe^2O^3,

Mn^2O^3, etc...) et MgO (+ FeO, MnO, etc...) cnt été ramenées à 100, comme l'indique le tableau suivant:

	A	C	22	D	E	F
siO^2	54,1	59,2	58,8	63,2	65	72,4
Al^2O^3	45,9	37,1	37,2	30,8	27,5	15.3
MgO	0,0	3,7	4,0	6,0	7,5	12,3

2. — Les faciès dominants du groupe des gneiss minuti de Sparone: gneiss albitiques.

Parmi les faciès pétrographiques du groupe des gneiss minuti de Sparone, deux dominent largement: le faciès des gneiss albitiques à biotite, chlorite et phengite de Pessinetto et le faciès des gneiss albitiques à chlorite et phengite de Pont-Canavese. J'ai déjà indiqué qu'ils sont difficiles à distinguer sur le terrain, la biotite étant très décolorée dans le niveau de Pessinetto, surtout dans les termes supérieurs qui sont les plus proches du niveau de Pont-Canavese sus-jacent. C'est d'ailleurs cette quasi-identité des deux faciès, sur le terrain, qui m'a conduit à les réunir dans le « groupe des gneiss minuti de Sparone ».

Ces gneiss albitiques sont caractérisés par leur grain fin et par leur débit en dalles régulières. Les surfaces *s* sont miroitantes, plus claires (biotite décolorée, phengite) pour les gneiss de Pessinetto, plus verdâtres (chlorite, phengite) pour les gneiss de Pont-Canavese. C'est là la seule différence macroscopique que l'on peut signaler entre les deux faciès.

a) Niveau de Pessinetto.

1° Faciès dominant: gneiss albitiques à biotite, chlorite et phengite de Pessinetto.

Je rappelle brièvement que ce faciès forme la majeure partie de l'auréole périphérique de gneiss minuti du massif migmatitique du Grand Paradis, la majeure partie de la région occidentale du massif de Sesia-Lanzo, à l'Ouest de la ligne Corio-Bisdonio-Ingria-Tallorno-Bard, et la majeure partie de la bande de gneiss minuti réapparaissant au sein de la série des Schistes lustrés de Locana. En outre ce faciès est prépondérant, comme on l'a déjà vu, dans les septa de gneiss minuti inclus dans le groupe des migmatites du Grand Paradis. J'ai déjà étudié en détail ces derniers; les gneiss albitiques de Pessinetto sont identiques, à la différence près que la rétromorphose y est beaucoup plus avancée.

Je décrirai ce faciès dans la localité type de Pessinetto. L'échantillon étudié provient du village même de Pessinetto.

La roche a une texture gneissique, finement litée. Toutefois certains lits albitiques peuvent acquérir une épaisseur de 2 à 3 mm, et ils tranchent alors sur le fond grisâtre de la roche.

La composition minéralogique est la suivante (volumes p. cent):

quartz	42,4
phengite	18,6
biotite	11,6
chlorite	7,4

albite (An_0)	15,5
épidote, zoïsite	2,1
accessoires	2,4

La structure est principalement granolépidoblastique.

Le quartz, entièrement recristallisé, forme des lits granoblastiques très étroits, englobant des résidus de grenats assez rares et partiellement épidotisés ou chloritisés, ainsi que des granules d'épidote et de zoïsite.

FIG. 39. — MICROGRAPHIE DE GNEISS ALBITIQUE DE PESSINETTO (PESSINETTO)

En haut et en bas: lits de phengite et de pennine (Ph + Penn) avec phénoblastes d'albite (Ab). Ces lits sont séparés par un lit de quartz recristallisé (Q) et de biotite plus ou moins chloritisée et décolorée (Biot); les clivages de ce mica sont encombrés par des exsudats ferro-titanés. Gr: grenat avec auréole de chlorite. Ep: minéraux du groupe de l'épidote.

La biotite ancienne est soit décolorée en grande partie avec exsudats d'ilménite et d'hématite dans les clivages, soit chloritisée (pennine à polychroïsme faible dans les tons vert-jaune clair). Elle forme de longues traînées écrasées entre les minéraux du fond granoblastique. On peut observer des plages où le polychroïsme de la biotite, dans les tons brun pâle, existe encore nettement à l'une des extrémités, puis diminue progressivement pour donner un mica blanc à petit angle d'axes (phengite ?), dont les clivages sont encombrés de granules ferro-titanés (Fig. 39). La chloritisation est, elle aussi, progressive, car sur une même lamelle, on peut voir une partie centrale à polychroïsme de biotite (brun-jaune pâle), passant de toutes parts à une phyllite à polychroïsme dans les tons vert brunâtre et à biréfringence relativement élevée, intermédiaire entre la biotite et la chlorite (chlorobiotite de J. Jung et M. Roques [1936], p. 16); enfin dans les parties périphériques du cristal, il s'agit de pennine à biréfringence très faible et à polychroïsme dans les tons verts (ng = vert pomme pâle, np = incolore à vert jaune très pâle).

Les lits quartzo-biotitiques séparent des lits lépidoblastiques principalement constitués par de la phengite et de la chlorite de néoformation. Cette dernière est encore une pennine, mais son polychroïsme est plus marqué que pour celle dérivant de la biotite (ng = vert pomme foncé, np = vert jaunâtre).

Çà et là, apparaissent d'assez nombreux phénoblastes elliptiques (0,9 mm) d'albite An_0, contenant poecilitiquement des granules de quartz et d'épidote, des paillettes de biotite décolorée et des écailles de phengite ou de chlorite.

Enfin, il existe localement des lits qui sont presque entièrement formés par des phénoblastes d'albite An_0. Ils semblent s'être installés de préférence dans les lits phylliteux qu'ils repoussent de toutes parts et qui forment de la sorte une espèce d'enveloppe aux phénoblastes d'albite: dans ces lits, la structure est nettement en cloison.

La composition chimique de ce gneiss est la suivante:

ANALYSE N° 23: *Gneiss albitique à biotite, chlorite et phengite.* Pessinetto. An. nouv.: C. Rouger (Clermont, 1952).

	AN. N° 23
SiO^2	60,41
Al^2O^3	18,12
Fe^2O^3	1,84
FeO	4,12
MgO	4,60
CaO	1,93
Na^2O	1,73
K^2O	2,99
TiO^2	0,80
P^2O^5	0,58
MnO	0,15
H^2O+	2,12
H^2O-	0,08
Total	99,47
Teneur en corindon virtuel..	9,80 %

Si on excepte la teneur en soude, un peu faible, cette analyse présente les plus grandes analogies avec l'analyse n° 19 (p. 138) se rapportant aussi au gneiss albitique à deux micas qui forme la majeure partie du septum du vallon de Ciamousseretto, inclus dans les embréchites du Grand Paradis.

La teneur en corindon virtuel, calculée à partir de l'analyse n° 23, ainsi que l'important excès de MgO sur CaO qu'elle révèle, permettent de conclure, d'après E. Bastin [1909], à l'origine sédimentaire de la roche primitive. Cette dernière devait avoir, si on considère toute la soude comme importée par métasomatose, la composition suivante (pourcentages en poids calculés):

kaolin et minéraux argileux	59,8
quartz	33
calcaire	3,4
minerais	3,8

Cette composition est celle d'une argile gréseuse ou d'un schiste argileux.

Ce type moyen de gneiss albitiques à biotite, chlorite et phengite est largement répandu dans le niveau de Pessinetto du groupe des gneiss minuti, mais on peut y observer cependant quelques variations, assez importantes au point de vue lithologique. D'une façon générale, et malgré des récurrences localisées, la chloritisation ou la décoloration de la biotite, de même que l'épidotisation ou la chloritisation du grenat, s'accentuent assez régulièrement de bas en haut de la série. C'est ainsi que dans toute l'auréole périphérique du massif du Grand Paradis, c'est-à-dire à la base du groupe des gneiss minuti, non seulement la biotite et le grenat sont peu transformés, mais encore le quartz ne semble pas avoir complètement recristallisé; ce minéral existe en effet en grains d'assez grande taille corrodés par le quartz finement recristallisé des lits granoblastiques de néoformation: les processus de rétromorphose en sont donc là au même stade que dans les gneiss minuti intercalés en septa dans les zones supérieures du groupe des migmatites. Dans la partie moyenne du niveau de Pessinetto, par exemple à Pes-

sinetto même, les transformations sont beaucoup plus avancées: le quartz est entièrement recristallisé, la biotite plus qu'à moitié chloritisée ou décolorée. Enfin, vers le sommet du niveau de Pessinetto, la chloritisation et la décoloration de la biotite sont entièrement réalisées; tel est le cas dans la vallée de l'Orco sur plus d'un kilomètre à l'amont de Bisdonio, dans la vallée de Ribordone à l'amont de Costa, dans la vallée de la Soana à l'amont d'Ingria, dans la vallée de la Chiusella aux environs de Tallorno, etc. A un examen superficiel, on pourrait même penser que les roches de cette zone supérieure du niveau de Pessinetto n'ont jamais contenu de biotite; mais à côté des écailles de phengite, on peut observer de longues lamelles de mica blanc. écrasées dans le fond granoblastique et contenant dans leurs clivages des granules d'ilménite, d'hématite, des aiguilles de sagénite et même de petits grains d'épidote: connaissant grâce à l'étude de la série sous-jacente les étapes de la transformation rétromorphique de la biotite, on est forcé d'admettre qu'il s'agit du terme ultime de dégradation de ce minéral, d'autant plus que ces traces mêmes disparaissent totalement dès qu'on pénètre dans le niveau sus-jacent de Pont-Canavese. Je reviendrai plus loin sur cette différence, fondamentale pour le tracé de la limite entre les deux niveaux que j'ai pu ainsi distinguer dans le groupe des gneiss minuti de Sparone.

2° *Faciès - variantes.*

Tout en conservant un aspect extérieur identique, le faciès banal décrit ci-dessus peut subir quelques variations dans la composition minéralogique ou dans la structure; je citerai quelques exemples de ces variantes.

Gneiss albitiques de Pessinetto grenatifères. — La composition minéralogique est identique à celle du type moyen de Pessinetto, mais le grenat devient l'un des constituants principaux. Il se présente en petits granules (0,05 mm au maximum) dispersés dans la roche au point de la saupoudrer littéralement. Ces grenats sont plus ou moins fortement chloritisés ou épidotisés. On trouve de telles roches, par exemple, dans la zone située à l'amont du petit massif d'amphibolites de Fe dans la vallée de la Stura di Vallegrande, en intercalations dans les gneiss minuti de l'auréole du Grand Paradis en aval de Chialamberto, dans le septum de la vallée de Campiglia, dans la vallée de Valeille à l'amont de l'Alpe Valeille, etc.

Plus rarement, les grenats, infiniment moins nombreux, atteignent une taille beaucoup plus grande (6 mm au maximum). Localement, leur chloritisation ou leur épidotisation leur donne un aspect squelettique et fragmentaire, mais les contours automorphes de l'individu originel sont encore facilement décelables.

Gneiss albitiques de Pessinetto à épidote et calcite. — Ce faciès est assez rare dans le niveau de Pessinetto: on ne le rencontre guère qu'au voisinage des massifs d'amphibolites, où il voisine parfois avec les lentilles de cipolins, par exemple dans la région méridionale du massif de Sesia-Lanzo.

La composition minéralogique globale est identique à celle du faciès-type, mais la zoïsite et l'épidote y sont plus largement répandues. Ces deux minéraux existent sous forme de granules xénomorphes; l'épidote peut en outre affecter la forme de prismes allongés avec noyau central d'allanite. La calcite est moins abondante: elle comble les méats pouvant exister entre les autres minéraux. Il ne s'agit pas de calcite secondaire car elle est englobée poecilitiquement, comme tous les autres minéraux de la roche, par l'albite.

La composition chimique de ces roches est la suivante:

Analyse n° 24: *Gneiss albitique à biotite, épidote et calcite.* Chiamorio, vallée de la Stura di Vallegrande. An. nouv.: C. Rouger (Clermont, 1951).

	AN. N° 24
SiO^2	63,39
Al^2O^3	18,87
Fe^2O^3	0,11
FeO	3,92
MgO	2,10
CaO	4,03
Na^2O	3,12
K^2O	2,08
TiO^2	0,55
P^2O^5	0,46
MnO	0,06
H^2O+	1,96
$H^2O—$	0,08
Total	100,73
Teneur en corindon virtuel..	5,20 %

Cette analyse chimique permet de calculer, en éliminant l'apport albitique nettement tardif, que la roche originelle était un schiste argileux calcarifère formé de (pourcentages en poids calculés):

kaolin et minéraux argileux	56
calcaire	7
quartz	36
minerais	1

Gneiss albitiques de Pessinetto à amphibole. — J'ai déjà signalé que ce faciès est assez fréquent dans le niveau de Pont-Canavese, mais on le rencontre déjà dans le niveau de Pessinetto, où il n'est pas rare au voisinage des lentilles d'amphibolites, par exemple dans la région méridionale du massif de Sesia-Lanzo ou dans la région nord du massif du Grand Paradis. Mais ces gneiss ne sont pas forcément en liaison avec les amphibolites car on les trouve aussi en intercalations sporadiques, de puissance très variable, dans la série des gneiss albitiques à biotite auxquels ils passent en toute continuité.

La composition minéralogique est d'ailleurs identique à celle du faciès banal de Pessinetto, à l'exception du quartz, moins abondant, et de l'épidote, plus fréquente. La différence essentielle réside dans l'apparition de l'amphibole. Elle s'y présente le plus souvent en petites plages squelettiques entremêlées avec les minéraux phylliteux. Il s'agit en général d'actinote et plus rarement de trémolite. On peut aussi trouver ces minéraux sous forme de fines et courtes aiguilles disséminées dans le fond finement recristallisé de la roche; la structure peut même être localement microdiablastique, l'actinote ayant recristallisé en même temps que la phengite.

En général ces roches sont finement litées avec alternance de lits clairs (quartz, phénoblastes d'albite An_0, petits grenats, pennine) et de lits verdâtres (biotite plus ou moins chloritisée, phengite, actinote ou trémolite, épidote).

Ce faciès se rencontre par exemple à l'aval du vallon de Tsesere dans la vallée de Valeille, entre Fe et Ceres dans la vallée de la Stura di Vallegrande, dans la vallée de la Doire Baltée en aval de Bard, etc.

Dans ce dernier gisement les fibres d'actinote forment une auréole autour d'un minéral résiduel dont on ne voit plus que les contours et qui est remplacé dans la partie centrale par un mélange finement diablastique d'épidote et d'amphibole; les propriétés optiques de cette dernière permettent de diagnostiquer une hornblende commune mais dépourvue de polychroïsme. Ceci laisserait supposer que l'ancienne amphibole était une hornblende recristallisée en partie ou en totalité en actinote ou en trémolite. Il est intéressant de rappeler que j'ai décrit (p. 143) un phénomène analogue dans les amphibolites du vallon du Roc (groupe des migmatites du Grand Paradis). Je rappelle aussi à ce propos que dans les gneiss albitiques en septa dans les migmatites du Grand Paradis, ce faciès de gneiss albitiques à amphibole se retrouve avec les mêmes caractères: tel est le cas des gneiss albitiques à actinote du Gran Fumà, dans le septum de gneiss minuti de la rive droite de la vallée du Forzo.

Gneiss albitiques de Pessinetto à structure cataclastique. — Très localement, les gneiss de Pessinetto peuvent présenter une structure cataclastique. Le cas se rencontre assez couramment dans la partie méridionale du massif de Sesia-Lanzo au voisinage des massifs de roches vertes mésozoïques.

Le quartz présente alors une extinction onduleuse, les micas sont tordus, les lits phylliteux deviennent eux-mêmes plus flexueux que d'ordinaire et dans certains cas (kilomètre 41 à l'aval de Pessinetto) finement plissotés; le grenat lorsqu'il existe est brisé en fragments étirés. Seule l'albite ne présente aucune trace de cataclase: ses macles ne sont jamais rompues et les phénoblastes englobent des micas à clivage tordus: la cristallisation de l'albite est nettement post-cinématique.

Cette conclusion peut d'ailleurs être généralisée à toute la région étudiée, d'autant plus que l'exception confirmant la règle existe, ainsi que je l'ai signalé, dans la bande de gneiss minuti de la rive droite de l'Arc, où la cataclase, sporadique, affecte localement les phénoblastes d'albite. Comme il s'agit là de gneiss albitiques à faciès de Bonneval, je décrirai ce cas unique ci-après (p. 185) lors de l'étude pétrographique de ce faciès.

b) Niveau de Pont-Canavese.

1° *Faciès dominant: gneiss albitiques à chlorite et phengite de Pont-Canavese.*

Ce faciès domine largement dans les trois secteurs du massif de Sesia-Lanzo occupés par le niveau de Pessinetto, à savoir la bande occidentale Corio - Pont-Canavese - Valchiusella - Pont-Saint-Martin, la bande orientale Cintano - Borgofranco et le massif de Chiara.

Je décrirai ce faciès sur un échantillon provenant de Puet (Poetti, sur certaines cartes), petit village situé sur la rive droite de l'Orco à mi-chemin entre Sparone et Pont-Canavese.

La roche a une texture gneissique finement litée où alternent les strates phylliteuses verdâtres et les lits albitiques clairs, fréquemment constitués par de petits phénoblastes d'albite ovoïdes et visibles à l'œil nu. Ces lits albitiques peuvent atteindre 1 à 2 mm d'épaisseur. L'aspect macroscopique rappelle donc de très près celui des gneiss de Pessinetto.

La composition minéralogique est la suivante (volumes p. cent):

quartz	35,8
albite An_0	26,8
phengite	22,7
chlorite (pennine)	8,4
épidote, zoïsite, grenat	4,8
accessoires (sphène, ilménite)	1,5

Le quartz finement recristallisé forme des lits indépendants; on y trouve quelques lamelles de phengite, de rares grenats (grossulaire) en partie chloritisés, et des phénoblastes d'albite An_0.

La phengite et la chlorite (pennine à polychroïsme marqué dans les tons vert pomme) forment des lits lépidoblastiques avec granules éparpillés d'épidote et de zoïsite; çà et là quelques grenats épidotisés ou chloritisés.

Les phénoblastes d'albite, de forme ovoïde atteignent fréquemment 1 mm de longueur. Ils sont particulièrement nombreux dans les lits phylliteux qu'ils repoussent en leur donnant une allure flexueuse. Il s'agit d'albite An_0, maclée Carlsbad ou non, contenant poecilitiquement des fragments de tous les autres minéraux de la roche.

Localement, ces phénoblastes forment des lits indépendants. Seuls, ceux qui sont situés en bordure de ces lits contiennent poecilitiquement des paillettes de phengite et de chlorite, des granules d'épidote, de zoïsite, de quartz et de grenat chloritisé.

Les minéraux accessoires (sphène, ilménite) sont groupés en petits amas granuleux étirés dans le sens de la schistosité.

La structure est granolépidoblastique à résidus de grenat.

La composition chimique de ce gneiss est la suivante:

Analyse n° 25: *Gneiss albitique à chlorite et phengite.* Puet, vallée de l'Orco. An. nouv.: C. Rouger (Clermont, 1952).

	AN. N° 25
SiO^2	60,61
Al^2O^3	22,32
Fe^2O^3	1,66
FeO	1,87
MgO	2,13
CaO	3,84
Na^2O	3,06
K^2O	3,71
TiO^2	0,34
P^2O^5	0,15
MnO	0,02
H^2O+	0,78
H^2O-	0,22
Total	100,71
Teneur en corindon virtuel..	4,90 %

Cette analyse chimique montre les plus grandes analogies avec les analyses 23 et 24 se rapportant à des gneiss albitiques à biotite du niveau de Pessinetto. Comme pour ces derniers, il convient de noter que si ces roches n'avaient pas été intensément albitisées, la teneur en potasse serait très nettement supérieure à la teneur en soude; le calcul montre que la quantité de corindon virtuel serait alors à peu près doublée. Ces deux caractères qui devaient effectivement exister avant l'empreinte de la métasomatose

sodique récente, permettent de couclure à une origine para de la roche originelle. Cette dernière aurait été une marne gréseuse formée de (pourcentages en poids calculés):

kaolin et minéraux argileux	60,5
calcaire	6,6
quartz	30,2
minerais	2,7

2° *Faciès - variantes.*

On retrouve dans le faciès des gneiss albitiques à chlorite et phengite de Pont-Canavese, dont le type moyen a été décrit ci-dessus, les mêmes variantes que dans le niveau de Pessinetto. La seule différence est l'absence de biotite ou de minéraux qui en dérivent.

Je ne m'étendrai donc pas sur la description de ces faciès, car cela m'amènerait à des redites inutiles.

Gneiss albitiques de Pont-Canavese grenatifères. — Comme dans le niveau de Pessinetto, ces gneiss se trouvent en intercalations plus ou moins puissantes. Le grenat peut occuper jusqu'à 7 % du volume total de la roche. Tel est le cas, par exemple, dans la région de Sparone ou dans la région de Coppo et de Raje dans la vallée de la Soana.

Gneiss albitiques de Pont-Canavese à calcite et épidote. — Ces gneiss forment dans le niveau de Pont-Canavese des masses plus importantes et mieux localisées que dans le niveau de Pessinetto. Elles se situent d'ordinaire au voisinage des lentilles de cipolin. La calcite y est plus abondante que l'épidote ou la zoïsite. De plus quelques plages d'amphiboles peuvent y être observées.

Ces roches sont parfois exploitées dans la vallée de la Soana sous le nom de « pierre de Pont »: c'est le cas, par exemple, à l'aval du village de Mompont, où ces roches sont assez riches en fibres d'actinote. A Pont-Canavese même, le cipolin passe latéralement vers le Nord (socle de l'église de Pont-Canavese) et vers l'Est, à des gneiss albitiques à épidote et calcite, contenant ici quelques prismes de glaucophane: on est d'ailleurs là presque au contact des micaschistes à glaucophane du groupe de Cuorgnè.

Gneiss albitiques de Pont-Canavese à amphibole. — Ces gneiss sont beaucoup plus développés que dans le niveau de Pessinetto. Ils se présentent en intercalations dans les gneiss albitiques à faciès banal, intercalations qui deviennent de plus en plus importantes au fur et à mesure qu'on s'élève dans la série, c'est-à-dire lorsqu'on progresse vers l'Est. Cette zone supérieure du niveau de Pont-Canavese est d'ailleurs riche en petites lentilles stratoïdes d'amphibolites que j'étudierai plus loin et dont les plus importantes seulement ont été cartographiées. Ces gneiss amphiboliques présentent les mêmes caractères structuraux et minéralogiques que ceux du niveau de Pessinetto, mais ils sont toujours dépourvus de biotite. L'amphibole qui a cristallisé diablastiquement avec les phyllites (phengite et pennine) est de l'actinote fibreuse ou de la trémolite. L'épidote, parfois à noyau d'allanite, la zoïsite et le grenat sont relativement abondants.

Ces gneiss amphiboliques sont particulièrement bien développés le long de la vallée de l'Orco entre Fasana et Pont-Canavese, et dans la basse vallée de la Soana. Dans cette dernière région, les gneiss amphiboliques sont fréquemment pigmentés de graphite; de plus à proximité de la limite des micaschistes à glaucophane de Cuorgnè, par exemple à Fratilini, l'actinote est remplacée secondairement par de la glaucophane. Cette glaucophanisation de l'actinote (Fig. 40) se fait soit à partir du centre du cristal, soit à partir des bords. La glaucophane ainsi formée inclue poecilitiquement des granules de quartz et des paillettes de phengite et de chlorite; sa cristallisation semble donc assez récente

mais elle est antérieure à celle des phénoblastes d'albite qui englobent les cristaux de glaucophane. Tout se passe donc comme si l'apport sodique s'était d'abord fixé sur l'actinote, l'excès ayant cristallisé ensuite sous forme d'albite. Je reviendrai avec plus de détails sur ces importantes transformations lors de l'étude pétrographique du groupe des micaschistes à glaucophane de Cuorgnè.

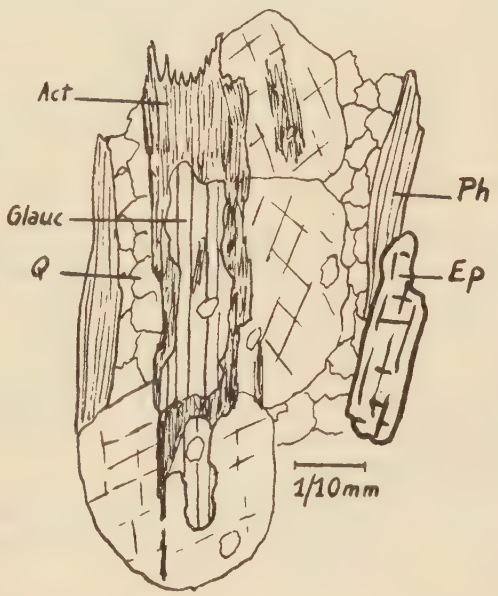


FIG. 40. — MICROGRAPHIE DE GNEISS ALBITIQUE A ACTINOTE ET GLAUCOPHANE (BASSE VALLÉE DE LA SOANA)

Glaucophanisation (Glauc) de l'actinote (Act). Ph = phengite. Q = quartz. Ep. = épidote.

Gneiss albitiques de Pont-Canavese à structure cataclastique. — Certaines assises des gneiss de Pont-Canavese (faciès dominant et faciès variantes) peuvent présenter une structure cataclastique. La cataclase s'y traduit par les mêmes phénomènes que dans les gneiss du niveau de Pessinetto (voir p. 180). De telles assises sont d'ailleurs assez rares.

3. — **Les faciès accessoires du groupe des gneiss minuti de Sparone.**

J'étudierai maintenant les faciès qui ne peuvent être rangés dans le faciès proprement dit des gneiss albitiques. Certains sont particuliers au niveau de Pessinetto (embréchites œillées à microcline, gneiss albitiques à microcline, embréchites albitiques de Fornello, leptynites à microcline, quartzites à deux micas), d'autres sont spéciaux au niveau de Pont-Canavese (micaschistes à chloritoïde, gneiss albitiques à diopside), d'autres enfin sont communs aux deux niveaux (amphibolites, gneiss graphitiques, cipolins). Je les passerai en revue dans cet ordre.

a) EMBRÉCHITES ŒILLÉES A MICROCLINE.

Ces embréchites se trouvent, ainsi que je l'ai déjà signalé, en gisements lenticulaires stratoïdes dans les gneiss albitiques à biotite de Pessinetto. On les rencontre soit dans l'auréole périphérique de gneiss minuti du massif du Grand Paradis (vallées de Valnontey et de Campiglia), soit dans la partie occidentale du massif de Sesia-Lanzo (Monte Marzo).

Leur composition minéralogique ne diffère en rien de celle des embréchites œillées des zones supérieures du groupe des migmatites du Grand Paradis. Toutefois, la rétromorphose est plus poussée dans ces témoins avancés de la migmatisation calco-sodi-potassique ancienne, situés bien au-dessus du front de migmatisation.

Le quartz résiduel est presque complètement résorbé dans la mésostase recristallisée.

Le microcline, qui en général n'est pas albitisé et qui est du microcline pur (— 2V = 80-83°), est réduit à l'état de fantômes disloqués, les yeux étant presque totalement remplacés par un mélange finement grenu de quartz et d'albite An_0.

La muscovite ancienne n'existe plus et a recristallisé totalement en phengite.

La biotite est encore bien visible, mais elle est plus intensément décolorée ou chloritisée que dans les embréchites des zones supérieures du groupe des migmatites.

b) Gneiss albitiques a microcline = gneiss minuti a faciès de Bonneval.

Ce faciès ne se rencontre qu'à l'extrême base du niveau de Pessinetto. On se rappelle qu'il forme en effet une zone transitionnelle plus ou moins développée entre le groupe des migmatites du Grand Paradis et le groupe des gneiss minuti sus-jacent.

Plus haut dans la série, on ne le trouve qu'au toit et au mur des lentilles d'embréchites œillées en gisement stratoïde dans les gneiss de Pessinetto: là encore il forme transition entre les embréchites et les gneiss albitiques encaissants. Mais en général cette zone de passage est très réduite, sauf dans le massif du Monte Marzo où elle atteint une puissance de 200 à 300 mètres.

J'ai déjà indiqué que la coupe de la falaise du plateau des Loses, au Nord Est de Bonneval, et celle du dôme de la Cristallière au Nord Ouest de Bonneval, permettent d'étudier ce faciès et ses variations.

Je décrirai ici un échantillon provenant de la partie moyenne de la coupe du plateau des Loses.

La texture est gneissique, finement litée et faiblement œillée. Les porphyroblastes de microcline, qui sont de petite taille (0,8 à 1 cm) par rapport à ceux des embréchites sous-jacentes, sont très dispersés. Pour donner un ordre de grandeur de leur densité, on peut dire qu'il existe trois ou quatre yeux par décimètre carré, si bien qu'un échantillon de taille courante peut en être totalement dépourvu. Dans ce dernier cas, la roche, macroscopiquement et microscopiquement, est identique aux gneiss albitiques à biotite de Pessinetto.

La composition minéralogique est la suivante:

quartz
albite An_0
microcline
phengite
biotite chloritisée ou décolorée
ilménite, magnétite
(zoïsite, épidote).

La structure est blastoporphyroclastique à fond granolépidoblastique.

Le quartz, très finement et presque entièrement recristallisé, corrode quelques nodules de quartz résiduels dont la taille ne dépasse pas 2 mm.

En général, partout où ce faciès est représenté dans la région étudiée, le feldspath potassique est un microcline pur (—2V = 80 — 83°) ou un microcline faiblement sodique (— 2V = 76 — 79°). Dans le cas présent, il s'agit d'un microcline faiblement sodique (— 2V = 78°) qui n'occupe plus qu'une petite partie du porphyroblaste originel, car il est très fortement corrodé par le fond

granoblastique et réduit à l'état de fantôme. Ce microcline ne présente jamais d'albitisation marginale ou interne. Il est affecté par contre par des fractures perpendiculaires à la schistosité cristallophyllienne et cicatrisées par du quartz de néoformation.

Les phyllites de néoformation (phengite et pennine) sont groupées en lits lépidoblastiques au sein desquels se développent de nombreux phénoblastes globuleux et poecilitiques d'albite An_0, rarement maclée. Mais ces derniers existent aussi dans le fond granoblastique.

La biotite forme des lamelles effilochées entre les minéraux du fond granoblastique; elle est fortement décolorée avec exsudat de produits ferro-titanés dans les clivages, ou presque totalement chloritisée.

Grâce à l'étude pétrographique des embréchites œillées sous-jacentes et des gneiss minuti sus-jacents, on peut conclure que ces roches représentent d'anciens micaschistes à deux micas très faiblement atteints, à la limite tout à fait supérieure de son rayon d'action, par la migmatisation calco-sodi-potassique ancienne, puis largement rétromorphosés dans la zone des Micaschistes supérieurs et albitisés. Il est bon de noter que l'albite, qui envahissait profondément le microcline dans la série migmatitique sous-jacente, semble avoir perdu à ce niveau élevé son pouvoir de se substituer au feldspath potassique.

Les variations par rapport au type moyen décrit ci-dessus, se rapportent seulement à l'augmentation de la taille et de la densité des porphyroblastes de microcline lorsqu'on se rapproche, vers le bas, des embréchites œillées typiques du Grand Paradis, et, au contraire, à la diminution de la taille et du nombre, puis finalement à la disparition totale de ces porphyroblastes, lorsqu'on atteint, vers le haut, les gneiss minuti typiques de Pessinetto. Je rappelle, dans le cas de la falaise du plateau des Loses, que les embréchites œillées existent à la base de la coupe (lit de l'Arc et base de la falaise) et que les gneiss minuti de Pessinetto se montrent à l'extrême sommet de la coupe, où ils forment la surface tabulaire du plateau des Loses.

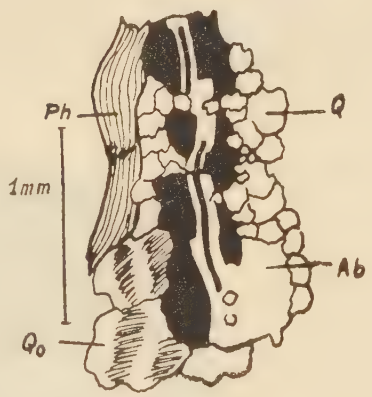


FIG. 41. — MICROGRAPHIE DE GNEISS MINUTI A FACIÈS DE BONNEVAL (LÉCHARENNE, VALLÉE DE L'ARC).

Macles de l'albite (Ab) tordues ou rompues; l'albite est cicatrisée par du quartz recristallisé (Q). Q_0 = quartz à extinction onduleuse. Ph = phengite à clivages p flexueux. Traces de cataclase postérieure à la cristallisation de l'albite.

Il existe par ailleurs, dans la bande de gneiss minuti à faciès de Bonneval de la rive droite de l'Arc, des assises où l'albite est affectée par la cataclase. Tel est le cas, par exemple, au Nord Est de la falaise des Loses, à Lécharenne (cote 2030). Les phénoblastes d'albite plus allongés que d'ordinaire ont leurs macles (albite ou Carlsbad) tordues (Fig. 41). J'ai indiqué plus haut qu'à cet endroit se situe un ensellement synclinal transversal à la vallée de l'Arc: le fait que les traces de cataclase soient postérieures à la cristallisation de l'albite, confirme qu'il s'agit là d'un accident tectonique local et tardif, comme l'étude géologique le laissait pressentir.

c) Embréchites albitiques de Fornello.

J'ai déjà parlé à deux reprises de ces roches: d'abord dans la description de la coupe de l'Orco, au cours de laquelle j'ai défini ce faciès à Fornello, et ensuite lors de l'étude des gneiss minuti en septa dans les embréchites œillées du Grand Paradis, où ce faciès est localement représenté.

Dans le groupe des gneiss minuti de Sparone, ce faciès prend un développement assez important. Je ne l'ai rencontré toutefois que dans le niveau de Pessinetto, aussi bien dans l'auréole périphérique du massif du Grand Paradis que dans la partie occidentale du massif de Sesia-Lanzo. Dans le niveau de Pont-Canavese, surtout à la base, il existe bien quelques assises où les phénoblastes d'albite tendent à se grouper en lits indépendants ou en amygdales, mais le phénomène se produit seulement à l'échelle de l'échantillon et non pas, comme dans le niveau de Pessinetto, à l'échelle du gisement ou même d'une petite région.

La composition minéralogique de ces embréchites albitiques ne diffère en rien de celle des gneiss albitiques à deux micas de Pessinetto dans lesquels elles sont incluses et auxquels elles passent en toute continuité.

La différence entre les deux faciès tient uniquement à la texture qui, au lieu d'être gneissique et finement litée comme dans les gneiss albitiques normaux, est embréchitique rubannée ou œillée. On peut d'ailleurs observer dans un même gisement les modifications graduelles de la texture qui, finement litée aux épontes (gneiss albitiques) devient progressivement embréchitique, par groupement des phénoblastes d'albite en lits puis en « yeux ».

Dans le gisement de Fornello, par exemple, les premières strates des embréchites albitiques sont rubannées avec des lits feldspathiques de 2 à 3 mm d'épaisseur; quelques dizaines de mètres plus loin, ces lits se renflent par endroits jusqu'à atteindre 0,5 cm de largeur: la texture est alors intermédiaire entre texture œillée et texture rubannée; enfin les « yeux » finissent par s'individualiser et forment des amandes effilées à leurs extrémités, allongées sur 4 à 5 cm de longueur et épaisses de 1 cm dans la partie renflée.

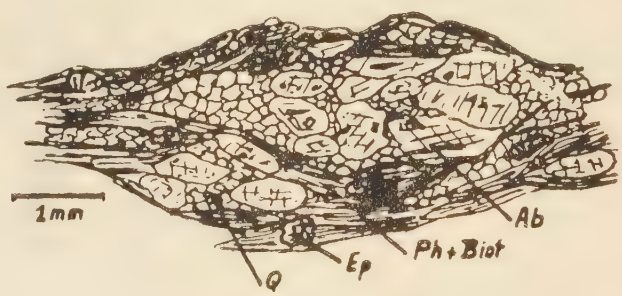


Fig. 42. — Micrographie d'un « oeil » d'embréchite albitique oeillée (Fornello)

Q = quartz, Ep = épidote, Ph = phengite, Biot = biotite, Ab = albite.

Ces lits ou ces yeux sont constitués par un agglomérat de quartz granoblastique (pro parte minima) et de petits phénoblastes d'albite An_0, de forme globuleuse ou ovoïde, pouvant atteindre 0,7 mm de longueur sur 0,5 mm de largeur (Fig. 42).

Les amas ainsi constitués, écartent des lits quartzo-phylliteux granolépidoblastiques, représentant la roche-trame. Ces lits comportent des granules de quartz, corrodant encore quelques rares petits porphyroblastes de quartz résiduel à extinction onduleuse, des écailles de phengite (1,5 × 0,3 mm) avec résidus entremêlés de biotite en lamelles déchiquetées (0,3 mm); cette biotite est plus ou moins chloritisée ou décolorée; dans ce dernier cas elle est fortement chargée de granules d'épidote.

Il faut ajouter que les phénoblastes d'albite situés dans la zone de contact entre les yeux (ou les lits) albitiques et la trame quartzo-phylliteuse, incluent poecilitiquement des granules de quartz ainsi que des paillettes de biotite décolorée et de phengite. L'individualisation des lits ou des yeux quartzo-albitiques semble donc nettement postérieure à la recristallisation et à la rétromorphose de l'ancienne roche-trame qui était un micaschiste à deux micas.

Cette description correspond au *type moyennement albitisé* des embréchites albitiques. C'est en effet, avec les modifications de texture indiquées plus haut, le type le plus répandu dans tous les gisements d'embréchites albitiques de la région, qu'ils appartiennent au groupe des gneiss minuti: vallée de l'Orco (régions de Fornello, de Praje, etc...), région nord du massif du Grand Paradis (basses vallées de la Savara, de Valnontey, de Valeille, de Bardoney), basse vallée de l'Ayasse, etc..., ou qu'ils appartiennent au groupe des migmatites: septa de gneiss minuti du Valsavaranche, de la Punta Tressi, de la vallée de Forzo, de la Stura di Sea, etc...

On peut noter cependant l'existence de deux faciès notablement différents, qui correspondent en quelque sorte aux limites extrêmes par rapport au type moyen: les faciès peu albitisé et très albitisé.

Dans le *type peu albitisé*, dont on rencontre de beaux échantillons dans la partie supérieure de la bande de gneiss minuti de la rive droite de l'Arc et dans la région de Praje entre Bardonetto et Chioso (vallée de l'Orco), les yeux albitiques sont de petite taille (1 × 0,5 cm) et très dispersés dans la roche-trame qui est prépondérante. Ce faciès est l'homologue, en ce qui concerne l'imbibition sodique, du faciès de Bonneval pour la migmatisation calco-sodi-potassique.

La roche (par exemple: sommet de la falaise du plateau des Loses, près Bonneval) a un aspect saccharoïde et une teinte claire.

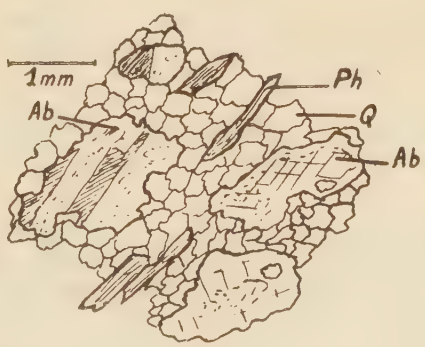


FIG. 43. — MICROGRAPHIE D'EMBRÉCHITE ALBITIQUE: TYPE PEU ALBITISÉ (PLATEAU DES LOSES, PRÈS BONNEVAL).

Structure en cloison. Ab = albite; Q = quartz; Ph = phengite.

La structure est typiquement cloisonnée (Fig. 43).

La trame est principalement quartzeuse (diamètre moyen du grain: 0,3 mm), avec quelques rares lamelles de phengite et quelques paillettes écrasées de biotite très décolorée.

Dans ce fond granoblastique orienté, nagent des îlots globuleux d'albite An_0 (diamètre moyen: 1 mm), incluant poecilitiquement des fragments de quartz et de mica. Certains de ces îlots sont maclés (Carlsbad le plus souvent) et sont entourés de plages d'albite beaucoup plus petites entremêlées avec les minéraux du fond granoblastique. Les îlots d'albite se groupent parfois pour former des amygdales plus importantes, pouvant atteindre 0,7 cm de longueur sur 0,4 cm de largeur.

On a là un très bel exemple du stade initial de l'imbibition sodique, où l'apport se présente sous forme de bourgeons dispersés, séparés par de larges cloisons de la roche-trame encore bien individualisée.

Dans le cas étudié, cette dernière était probablement un quartzite. On sait que de telles roches sont d'ordinaire très réfractaires à l'apport de quelque nature qu'il soit.

Au pôle opposé, dans le *type très albitisé,* les phénomènes sont inversés: la roche-trame a presque complètement disparu et le matériel quartzo-albitique forme de gros yeux presque jointifs (Fig. 44), Ce type d'embréchites albitiques œillées est magnifiquement développé en amont de Bard, où ces roches, plus dures que les gneiss albitiques de Pessinetto encaissants, ont déterminé un resserrement très net de la vallée de la Doire Baltée (verrou glaciaire de Bard surmonté de la Citadelle).

FIG. 44. — MICROGRAPHIE D'EMBRÉCHITE ALBITIQUE: TYPE TRÈS ALBITISÉ (BARD, VALLÉEE DE LA DOIRE BALTÉE)

Mince trame de biotite, chlorite et quartz isolant des « yeux » quartzo-albitiques.

Les yeux sont constitués par un mélange où les phénoblastes d'albite dominent très largement sur les granules de quartz et englobent poecilitiquement des minéraux appartenant à la roche-trame.

Cette dernière, qui comporte de la biotite peu décolorée, de la pennine et du quartz recristallisé, est réduite à des traînées flexueuses, plus ou moins discontinues, très minces, écrasées entre les « yeux » albitiques dont elles épousent les contours.

En résumé, on peut observer, soit dans un même gisement, soit dans des gisements distincts, tous les termes de transition entre les textures finement gneissiques des gneiss minuti normaux et les embréchites albitiques œillées compactes où la trame micaschisteuse est extrêmement réduite.

La composition chimique de ces roches est la suivante:

ANALYSE N° 26: *Embréchite albitique œillée.* Fornello (Vallée de l'Orco). An. nouv.: C. Rouger (Clermont, 1952).

	AN. N° 26
SiO^2	71,70
Al^2O^3	14,43
Fe^2O^3	0,72
FeO	1,69
MgO	1,70
CaO	0,92
Na^2O	3,31
K^2O	3,96
TiO^2	0,32
P^2O^5	0,38
MnO	0,05
H^2O+	0,20
$H^2O—$	0,24
Total	99,62

Cette analyse chimique se rapporte au type moyennement albitisé. Si on la compare, d'une part à celle des gneiss albitiques de Pessinetto (Analyse n° 23, p. 177) et, d'autre part, à celle des micaschistes à deux micas du Vallon du Roc, qui représentent la roche-trame (Analyse n° 20, p. 141), on constate que les teneurs en silice et en alumine sont respectivement plus forte et plus faible pour l'embréchite albitique de Fornello. De plus, la comparaison des teneurs en soude montre que l'apport sodique est nettement plus important dans l'embréchite albitique que dans les gneiss albitiques normaux. Les teneurs en potasse ne subissent que des variations de faible amplitude.

	AN. N° 20	AN. N° 23	AN. N° 26
Na^2O	0,94	1,73	3,31
K^2O	3,35	2,99	3,96

On peut en conclure que le faciès des embréchites albitiques de Fornello n'est pas dû à une simple modification de la texture de la roche, qui conduirait progressivement des gneiss albitiques aux embréchites, mais qu'il est aussi lié à l'existence d'un apport plus considérable dans les embréchites albitiques.

d) LEPTYNITES ALBITIQUES A MICROCLINE.

Ces roches sont extrêmement rares dans la région. Je n'en ai rencontré que deux bancs d'une quinzaine de mètres de puissance, intercalés dans les gneiss albitiques (niveau de Pessinetto). Le premier affleure dans la vallée de l'Orco à Noze (1,500 km à l'aval de Bardonetto); le second forme une bande continue de 3 km de longueur entre la vallée de l'Orco (aval d'Appare) et la vallée de Ribordone (Brudero).

Ce sont des roches très compactes, à texture planaire, finement litée, avec alternances de lits clairs et de lits verdâtres. De petits fragments de microcline rosé, à contours anguleux, sont dispersés dans la roche.

La rétromorphose est plus accentuée dans le banc dAppare-Brudero, qui se situe, en effet, dans la zone tout à fait supérieure du niveau de Pessinetto, presque au contact de la base du niveau de Pont-Canavese; aussi dans ce banc la biotite est-elle entièrement décolorée et transformée en mica blanc avec exsudat de produits ferro-titanés dans les clivages. Au contraire, dans le banc de Noze, la biotite n'est que partiellement décolorée et transformée en chlorobiotite.

A cette différence près, la composition minéralogique de ces roches est identique. Elles sont formées de:

quartz
albite An_0
microcline
biotite (plus ou moins décolorée)
phengite
chlorite
épidote, zoïsite, grenat
ilménite, sphène, anatase
(calcite)

Les lits verdâtres comportent:

du quartz, qui est en grande partie recristallisé et dentelliforme. Il existe en outre des sortes d'amandes de quartz, présentant un allongement de 3 : 1, orientées dans le sens de la schistosité et légèrement corrodées sur les bords par le quartz de recristallisation. Ces amandes semblent résiduelles.

du microcline, qui se présente en grandes plages (3 × 2 mm). Il s'agit de microcline sodique (—2V = 72—74°), non albitisé mais perthitique, fréquemment affecté par de larges fractures, cicatrisées par du quartz recristallisé. Ce dernier, auquel s'adjoignent quelques petites plages d'albite maclée, corrode les bords des cristaux de microcline.

des lamelles de phengite, de pennine et de biotite plus ou moins transformée (chloritisation et surtout décoloration).

quelques grenats, en grande partie pseudomorphosés en épidote.

des plages d'albite An_0 à contours diffus, d'allure spongieuse, contenant des granules submicroscopiques de quartz, d'épidote, de zoïsite, de calcite, et surtout de fines paillettes de séricite. Le tout est vaguement orienté suivant la schistosité cristallophyllienne. Ces plages présentent les plus grandes analogies avec les lits saussuritiques dérivant de la rétromorphose de cristaux d'oligoclase, que j'ai décrits dans les granites d'anatexie ou les embréchites du Grand Paradis. On peut les interpréter comme résultant de la saussuritisation d'un plagioclase préexistant et sans doute peu calcique en raison de la faible quantité d'épidote, de zoïsite et de calcite formée (oligoclase ou andésine probablement).

Les lits clairs sont constitués principalement par des phénoblastes d'albite limpide, maclée ou non, et, pro parte minima, par des granules de quartz et des paillettes de phengite et de pennine. Au voisinage des lits verdâtres, décrits ci-dessus, les phénoblastes d'albite incluent poecilitiquement des fragments de tous les autres minéraux de la roche. Ces lits de phénoblastes d'albite ressemblent beaucoup à ceux des embréchites albitiques rubannés, mais ils sont moins épais.

Il est important de constater dans la même roche la présence d'albite secondaire, due à la métasomatose sodique tardive, et d'albite provenant de la saussuritisation d'un plagioclase primitif. C'est une preuve supplémentaire à l'appui de l'interprétation — déjà fortement étayée par l'existence de vrais micaschistes à deux micas dans les septa de gneiss albitiques du groupe des migmatites — que j'ai déjà donnée (R. Michel [1951, a, c]) des gneiss albitiques de la région: ce sont d'anciens schistes cristallins originellement dépourvus de feldspath calco-sodique, par conséquent des micaschistes et non des gneiss, qui ont été albitisés secondairement. Je reviendrai plus loin sur cette importante question.

En ce qui concerne les leptynites, on est forcé de constater qu'avant l'empreinte de la rétromorphose et de l'albitisation, ces roches contenaient des plagioclases, de gros nodules de quartz et de microcline, et, en faible quantité, de la biotite et probablement de la muscovite.

Au premier abord, la présence de cristaux de microcline résiduels, dispersés dans la masse de la roche, conduirait à rapprocher ces roches des gneiss albitiques à faciès de Bonneval, décrits plus haut, et à les interpréter comme résultant, elles aussi, des derniers effets, dans la série des ectinites, de la migmatisation calco-sodi-potassique ancienne. En réalité, ces roches se distinguent du faciès de Bonneval par la présence de saussurite et surtout par l'habitus du microcline qui évoque plutôt une origine détritique qu'une origine métasomatique.

Ces roches devaient donc être, avant la recristallisation rétromorphique et l'albitisation, des gneiss ou des leptynites intercalés dans la série micaschisteuse. Il est déjà délicat de préciser l'origine de telles roches dans une série monométamorphique, à plus forte raison lorsqu'on a affaire à une série rétromorphique et métasomatique. L'analyse chimique n'éclaircirait pas le problème en raison de l'apport sodique intense subi par ces roches. S'il fallait à tout prix hasarder une hypothèse, je pencherais plutôt vers une origine sédimentaire (arkoses) que vers une origine éruptive, en raison de la rareté de ces roches dans la région étudiée et de leur très faible puissance.

e) Quartzites a deux micas.

J'ai déjà signalé la présence de bancs de quartzites en septa dans les embréchites œillées du Grand Paradis (région sud ouest: Groscavallo); dans la même région, ce faciès se développe, comme on l'a vu (p. 153), dans les gneiss minuti sus-jacents. Les intercalations de quartzites deviennent en effet assez fréquentes dans la bande de gneiss minuti (niveau de Pessinetto) qui va de la Cima Leitosa au Col de Sea; il en est de même dans la bande de gneiss minuti de la vallée de l'Arc.

Tous ces quartzites à deux micas sont rétromorphosés. Le quartz est en général entièrement recristallisé et forme plus de 85 % du volume total de la roche; la phengite prédomine sur la biotite plus ou moins décolorée ou chloritisée. Dans certains cas (Col de Sea) on observe la présence de quelques grenats fortement épidotisés. L'albitisation est extrêmement faible, le plus souvent nulle, dans ces quartzites.

Ce faciès n'est pas représenté, à ma connaissance, dans les gneiss minuti du massif de Sesia-Lanzo, alors qu'on trouve quelques lentilles de quartzites dans le groupe des micaschistes à glaucophane de Cuorgnè (elles n'ont pas été cartographiées en raison de leurs dimensions extrêmement réduites).

f) Micaschistes a chloritoide.

Les auteurs de la feuille Ivrea au 1/100000 [1912] signalent, dans la légende, la présence de micaschistes à sismondine dans les gneiss minuti du massif de Sesia-Lanzo.

En réalité le faciès est très rare: pour ma part, je ne l'ai rencontré qu'en un seul point, dans la vallée de la Soana, immédiatement en amont du village d'Ingria.

Il s'agit de roches micaschisteuses formant un banc d'une dizaine de mètres de puissance intercalé dans les gneiss albitiques à phengite et chlorite de Pont-Canavese.

La texture est planaire, finement litée. La teinte est verdâtre sombre.

La composition minéralogique est la suivante:

quartz
séricite
chlorite
chloritoïde
grenat
rutile
épidote
sphène

Le quartz, (diamètre moyen du grain: 0,05 mm) entièrement recristallisé et dentelliforme, à extinction onduleuse, constitue des lits homogènes rectilignes, épais de 0,5 mm environ. A l'intérieur de ces lits, existent quelques traînées discontinues formées de paillettes de phengite et de chlorite (pennine).

Ces lits quartzeux sont séparés par des lits plus épais, principalement phylliteux, ayant au microscope une allure plissotée en accordéon. Ils sont formés essentiellement par l'association de fines paillettes de phengite et de chlorite. La phengite domine largement; la chlorite présente un polychroïsme dans les tons jaune orangé pâle et une biréfringence très faible.

Dispersés dans ces lits phylliteux, se trouvent de petits grenats idiomorphes, peu altérés, quelques rares granules d'épidote, des agrégats de rutile (assez abondant), un peu de sphène et de leucoxène, et de grandes lamelles allongées de chloritoïde. Ces dernières atteignent 0,5 mm de longueur et sont orientées parallèlement à la schistosité. Le polychroïsme (ng = jaune très pâle, np = vert olive bleuté clair), ainsi que l'angle d'extinction (ng/C = 9°) indiquent qu'il s'agit plutôt de chloritoïde *s. str.* que de sismondine. Lorsque le minéral se présente suivant le plan p, on constate qu'il est fortement altéré sur ses bords avec transformation en phengite et pennine. D'autre part la taille de ce minéral est très grande par rapport au grain moyen de la roche. Ces deux observations conduisent à admettre qu'il est à l'état résiduel.

La structure est granolépidoblastique. De plus, ces roches ont subi une cataclase légère, comme le montrent les microplissements des lits phylliteux et l'extinction onduleuse du quartz de néoformation.

On admet généralement que le faciès des schistes à chloritoïde apparaît dans la zone des Micaschistes supérieurs, par métamorphisme de schistes argileux assez riches en fer, suivant la réaction:

kaolinite + hématite = chloritoïde + quartz

Ce faciès semble avoir pleinement résisté à l'albitisation. Mais il serait sans doute imprudent de vouloir relier ce fait à la nature particulière de la roche originelle.

g) Gneiss albitiques a diopside jadéitique.

Ce faciès est rare dans le groupe des gneiss minuti de Sparone, où il est cantonné exclusivement dans la partie supérieure du niveau de Pont-Canavese, au voisinage du groupe des micaschistes à glaucophane de Cuorgnè.

Je ne l'ai rencontré que dans la bordure orientale du massif de Chiara (vallée de la Chiusella) et dans la bordure occidentale de la bande de gneiss albitiques de Pont-Canavese entre Cintano et Quassolo (versant sud ouest du Monte Cavallaria, par exemple).

Dans les deux cas ces roches forment des bancs lenticulaires de quelques mètres à quelques dizaines de mètres de puissance, dont la teinte très claire, ponctuée de granulations vert-bleuâtre (pyroxène) s'oppose à la teinte générale verdâtre des gneiss albitiques normaux.

Dans les deux gisements il existe quelques lentilles de cipolin à diopside et trémolite. Ces lentilles deviennent plus nombreuses au sein des micaschistes à glaucophane

et diopside qui font suite aux gneiss albitiques à diopside; ces roches seront étudiées avec les faciès du groupe de Cuorgnè auquel elles appartiennent. Mais on peut tenir pour certain que les gneiss albitiques à diopside dont il est question ici, sont liés sur le terrain, ainsi que V. Novarese l'avait déjà remarqué [1943, p. 46], à ces lentilles de calcaires cristallins à minéraux.

La texture de ces roches est gneissique, mais la schistosité est assez peu nette.

Leur composition minéralogique est la suivante:

diopside jadéitique (12 % jad.)
albite (An_0)
quartz
grenat
actinote
phengite
saussurite
accessoires (zoïsite, sphène)

Le quartz est entièrement recristallisé, dentelliforme.

Des phénoblastes globuleux d'albite An_0, dont certains englobent poecilitiquement des fragments de tous les autres minéraux de la roche, y compris des parcelles de diopside, forment des sortes de traînées parallèles à la vague schistosité de la roche. Cette albite est nettement d'origine métasomatique.

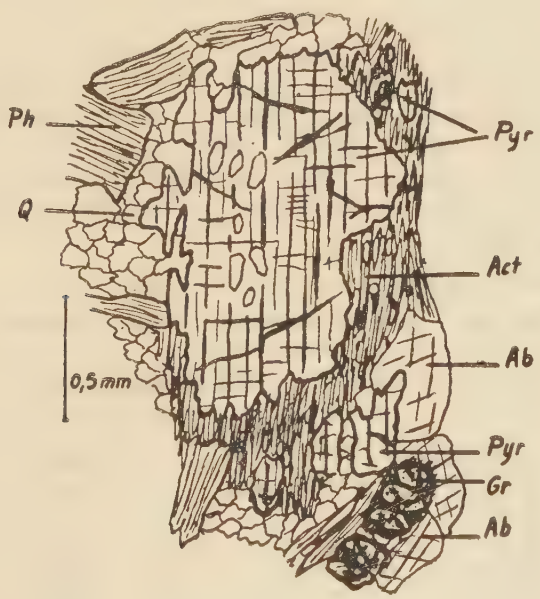


FIG. 45. — MICROGRAPHIE DE GNEISS ALBITIQUE A DIOPSIDE JADÉITIQUE (MASSIF DE CHIARA)

Gros cristal de diopside jadéitique (Pyr) démantelé, corrodé par le quartz (Q) et entouré par une auréole plus ou moins continue d'actinote fibreuse (Act) et de phengite (Ph). Phénoblastes d'albite (Ab) incluant pœcilitiquement des fragments de diopside et de grenat (Gr).

Les grenats peu altérés, mais fracturés sont disséminés dans toute la roche; leurs fractures sont cicatrisées par du quartz.

L'étude des caractères optiques du pyroxène (+2V = 66°, ng/C = 41°) montre qu'il s'agit d'après le diagramme de A.N. Winchell (11), d'un diopside jadéitique à 12% de jadéite. Ce minéral, qui constitue l'élément principal du mélange, se présente en grandes plages (2,5 × 1 mm) d'aspect squelettique car leurs bords sont très corrodés par le quartz de recristallisation qui pénètre d'ailleurs le pyroxène en formant des golfes de corrosion ou des inclusions (Fig. 45). De plus une auréole diffuse, plus ou moins kélyphitique, constituée de fibres d'actinote cristallisée diablastiquement avec le quartz ou la phengite, entoure constamment les plages de diopside. Ces minéraux pénètrent même les cristaux de pyroxène en se développant dans un réseau de cassures; ils subdivisent ainsi le cristal primitif en fragments divers présentant cependant la même orientation optique. Tous ces caractères montrent qu'il s'agit d'un pyroxène résiduel, plus ou moins transformé en actinote et en phengite.

Le reste de la roche est formé de traînées discontinues, parallèles à la schistosité et constituées par de larges lames de phengite (1 mm de longueur) et par des nids plus petits comportant un feutrage de séricite et de zoïsite noyé dans un fond d'albite (?) spongieuse. Ces nids, peu abondants, correspondent vraisemblablement à un ancien plagioclase saussuritisé et qui devait être relativement peu calcique (oligoclase - andésine ?) si on en juge par la faible quantité de zoïsite produite.

Rechercher l'origine d'une telle roche s'avère assez délicat en raison des transformations dues au polymétamorphisme et à l'albitisation. Les auteurs italiens (V. Novarese [1929, 1943], S. Franchi [1902], A. Stella [1894]) interprétaient ces roches comme des éclogites à omphazite, grenat et glaucophane. Personnellement je n'y ai jamais rencontré de glaucophane; quant au pyroxène il diffère notablement de l'omphazite, dont l'angle d'axes est voisin de + 82°, dont l'angle d'extinction est de 36° et qui est légèrement polychroïque dans les tons verts.

Il ne fait aucun doute que ces roches sont d'anciens gneiss plagioclasiques à diopside, assez fortement transformés par la phase métamorphique récente, au cours de laquelle ils ont subi une albitisation assez intense. Quant à leur origine première, on peut penser, avec vraisemblance, qu'il s'agit de roches provenant du métamorphisme de marnes calcaires riches en alumine. L'étroite liaison qui existe sur le terrain entre ces roches et les lentilles de calcaires cristallins à diopside et trémolite semble confirmer une telle interprétation.

La composition chimique de ces roches est la suivante:

ANALYSE N° 27: *Gneiss albitique à diopside jadéitique*. Entre Traversella et Chiara, vallée de la Chiusella. An. nouv.: C. Rouger (Clermont, 1952).

	AN. N° 27
SiO^2	61,80
Al^2O^3	17,89
Fe^2O^3	1,54
FeO	4,00
MgO	2,80
CaO	5,59
Na^2O	3,06
K^2O	1,80
TiO^2	0,70
P^2O^5	0,53
MnO	0,09
H^2O+	0,70
H^2O-	0,00
Total	100,50

(11) A.-N. Winchell (1933): Elements of optical mineralogy. II: Descriptions of minerals, 3e éd., p. 235.

La discussion de cette analyse est délicate d'une part en raison du manque total d'analyses de comparaison, et d'un autre côté parce que la métasomatose sodique subie par la roche fausse les teneurs originelles en soude, alumine et silice. Seul le rapport MgO/CaO, qui est nettement plus petit que 1, confirme qu'il s'agit d'une roche calcique d'origine sédimentaire.

h) Amphibolites.

Les amphibolites sont beaucoup plus fréquentes dans le groupe des gneiss minuti de Sparone que dans le groupe des migmatites du Grand Paradis.

Dans le niveau de Pessinetto, elles forment d'assez puissantes lentilles intercalées dans les gneiss albitiques à biotite, chlorite et phengite de Pessinetto. Tels sont les gisements de la partie septentrionale de l'auréole périphérique de gneiss minuti du massif du Grand Paradis (vallées de Valnontey, de Valeille et de Campiglia). Parfois même, les gisements d'amphibolites atteignent la taille de véritables massifs. Tel est le cas du gisement de Vasario, au Nord de la vallée de Ribordone, et surtout des gisements de la région de Lanzo (massifs de Corio, de Monastero di Lanzo et de Cantoira).

Dans le niveau de Pont-Canavese, les amphibolites se présentent en lentilles de dimensions beaucoup plus réduites et moins bien individualisées que dans le niveau de Pessinetto. En effet, la plupart du temps, elles passent progressivement aux gneiss albitiques à phengite et chlorite de Pont-Canavese par l'intermédiaire de gneiss albitiques amphiboliques que j'ai décrits précédemment. Ce phénomène existe aussi, il est vrai, dans le niveau de Pessinetto, ainsi que je l'ai déjà signalé, mais il y est beaucoup moins développé et surtout beaucoup moins constant. Les petites lentilles d'amphibolites du niveau de Pont-Canavese sont très nombreuses mais, en raison de leurs dimensions réduites, je ne les ai pas toujours cartographiées. Elles paraissent se concentrer surtout dans la partie supérieure de la bande de gneiss minuti qui part de Corio et aboutit à Pont-Saint-Martin, annonçant ainsi les faciès calco-magnésiens du groupe des micaschistes à glaucophane de Cuorgnè, tout proche. Ces lentilles d'amphibolites sont particulièrement nombreuses dans la région qui s'étend entre les vallées de l'Orco et du Malone, à l'Est du massif montagneux qui culmine à la Cima dell'Ujà; elles sont aussi très répandues dans la basse vallée de la Soana. C'est dans cette dernière région, plus accessible, que je les ai surtout étudiées.

Mis à part le gisement de Vasario, qui présente, comme on le verra ci-dessous, des caractères particuliers, toutes les amphibolites qui constituent ces lentilles ou ces massifs sont assez voisines du point de vue pétrographique. Elles diffèrent cependant par la présence ou l'absence de biotite suivant qu'on les rencontre respectivement dans le niveau de Pessinetto ou de Pont-Canavese. Par ailleurs toutes ont plus ou moins subi les effets du polymétamorphisme qui caractérise la région, mais toutes se montrent également réfractaires à l'albitisation pourtant si développée dans les gneiss encaissants.

L'histoire métamorphique complexe de ces roches, amenées à des degrés de transformation divers, empêche de les répartir en types pétrographiques généraux. Je les étudierai donc gisement par gisement.

1° *Les amphibolites à grenat de la région septentrionale du massif du Grand Paradis.*

Les lentilles d'amphibolites des vallées de Valnontey, de Valeille et de Campiglia, sont intercalées en concordance dans les gneiss albitiques à biotite du niveau de Pessinetto.

Ces roches tranchent nettement, par leur teinte vert sombre, sur les gneiss encaissants qui sont clairs.

Elles sont en général finement litées et de grain très fin.

Leur composition minéralogique est à peu de chose près analogue. Je la décrirai sur un échantillon provenant de la lentille d'amphibolite située sur le versant gauche de la vallée de Valeille, à quelques centaines de mètres en amont de Cheleret.

Cette roche est composée de:

quartz
hornblende → actinote
grenat
phengite
biotite
chlorite
saussurite
albite
accessoires (sphène, rutile)

Le quartz granoblastique forme, avec la phengite et la biotite, fortement décolorée, le fond, peu abondant, de la roche. On y rencontre en outre des houppes de chlorite.

La hornblende verte, à polychroïsme très faible, constitue des lits irréguliers formés de grandes plages effilochées à leurs extrémités. La partie centrale de ces plages est fréquemment transformée en un agrégat microdiablastique d'épidote et de ferro-trémolite (—2V = 74°, ng/mm = 11°, polychroïsme nul). Certaines plages d'amphibole sont complètement transformées en ferro-trémolite et elles prennent un aspect fibreux; parfois ces fibres sont éparpillées dans le fond de la roche.

Dans les lits amphiboliques, on peut noter l'existence de plages allongées de saussurite avec fond d'albite spongieuse saupoudré de paillettes ou de granules submicroscopiques de séricite, de zoïsite et de quartz. Ces plages révèlent l'existence dans la roche, avant la rétromorphose, d'un plagioclase, sans doute assez calcique (andésine ou labrador ?) si on en juge par l'abondance des granules de zoïsite formés.

Le grenat (grossulaire) est représenté par des individus très nombreux et très petits (0.07 mm au maximum), plus ou moins épidotisés par endroits et dispersés dans toute la roche.

Les granules de sphène et de rutile forment de petits agrégats cantonnés de préférence dans les lits amphiboliques.

Enfin quelques rares phénoblastes d'albite secondaire (An_{0-3}) existent dans la roche. Ils ne diffèrent en rien de ceux des gneiss albitiques encaissants et contiennent poecilitiquement des témoins de tous les autres minéraux de la roche, y compris l'actinote.

La structure est granolépidoblastique à tendance nématoblastique dans les lits amphiboliques.

Ces observations permettent de penser que cette roche est passée par un stade d'amphibolite à plagioclase calco-sodique. La rétromorphose a produit ensuite une recristallisation générale; cependant les grenats, partiellement transformés en épidote, la biotite, partiellement décolorée, et la hornblende, partiellement transformée en ferro-trémolite, avec expulsion de produits titanés, sont demeurés à l'état de résidus. Les plagioclases par contre ont été complètement saussuritisés. L'albitisation secondaire a été très faible.

Dans cette région, les variations par rapport à ce type banal sont peu importantes.

Dans certains cas, toute l'amphibole originelle est transformée en ferro-trémolite et en chlorite (lentilles de la partie amont de la vallée de Valeille). Dans d'autres (vallée de Campiglia: Grange Tanson), l'amphibole résiduelle est de la pargasite (+2V = 64°, ng/mm = 29°), transformée en antigorite à partir de la zone centrale des cristaux; cette roche ne comporte par ailleurs ni saussurite, ni phénoblastes d'albite secondaire.

Dans tous les cas, les conditions de gisement et la composition minéralogique permettent de penser qu'il s'agit de para-amphibolites, correspondant à d'anciens niveaux marneux intercalés dans la série argilo-schisteuse.

2° *Les amphibolites de la vallée de la Soana.*

Ces amphibolites, comme celles situées entre Orco et Malone, forment de petites lentilles intercalées dans les gneiss albitiquees amphiboliques du niveau de Pont-Canavese (Voir p. 182).

Ce sont des roches plus compactes que les précédentes et à grain très fin. Souvent, sur les bords des lentilles, des phénomènes de laminage engendrent une texture finement feuilletée.

La composition minéralogique suivante, qui est la plus commune, correspond à celle de la lentille d'amphibolite située à 1 km à l'aval d'Ingria.

actinote
chlorite
phengite
quartz
saussurite
albite An_0
accessoires (rutile, leucoxène, pyrite).

Le fond de la roche est formé par du quartz recristallisé peu abondant et par des plages de saussurite à contours diffus.

L'actinote est en fines aiguilles mêlées à des paillettes de phengite et à de grandes plaques de chlorite. Ces dernières forment des sortes de nids touffus bien individualisés.

Quelques rares phénocristaux d'albite secondaire sont épars dans la roche.

La structure est granolépidoblastique à tendance nématoblastique.

Dans d'autres lentilles, on peut trouver de la trémolite à la place de l'actinote et, en outre, du grenat, toujours fortement chloritisé ou séricitisé. Tel est le cas, par exemple, de la lentille d'amphibolite visible dans le thalweg de la Soana à Pari et qui renferme en outre un peu de graphite.

La présence de saussurite, de grenats fortement transformés, témoignent du caractère polymétamorphique de ces roches. Je n'y ai cependant jamais rencontré de résidus de hornblende comme dans les gisements précédents. Il se peut d'ailleurs que l'actinote actuelle provienne simplement de la recristallisation d'une actinote ancienne, engendrée par la première phase métamorphique, et non de la transformation d'une hornblende.

A cette différence près, ces roches sont très voisines de celles de la partie septentrionale du massif du Grand Paradis, et, comme pour ces dernières, on peut leur attribuer, sans risquer une grosse erreur, une origine para.

3° *Les amphibolites de la vallée de la Stura di Lanzo.*

Ces roches forment les deux importants massifs de Corio et de Monastero di Lanzo, ainsi que les lentilles plus exiguës de Fè et de Cantoira.

Tous ces gisements sont inclus dans la série des gneiss albitiques à biotite de Pessinetto, mais, contrairement à ce qui se passait pour les gisements précédemment décrits, on n'observe pas de transition entre les amphibolites et ces gneiss par l'intermédiaire de gneiss amphiboliques: le contact entre les deux faciès est en général assez brusque.

J'ai déjà signalé que sur les feuilles Susa [1913] et Torino [1925] de la carte géologique d'Italie au 1/100000, alors que les gisements de Fè et de Cantoira sont correctement cartographiés en amphibolites, les deux grands massifs de Corio et de Monastero

sont notés en « éclogites et glaucophanites ». De fait, les roches qui les constituent ont fréquemment cette teinte bleutée, surtout visible sur certains bancs lités (par exemple à Curchiatto, dans le massif de Monastero), qui est si caractéristique des faciès à glaucophane du groupe de Cuorgnè. Sans l'aide du microscope, qui montre l'absence de tout cristal de glaucophane dans ces roches, la confusion est donc assez facile.

Toutes ces roches sont assez semblables. On peut toutefois, surtout dans les massifs de Corio et de Monastero, distinguer deux faciès: l'un, à texture compacte et à grain très fin, est principalement cantonné à l'extrême périphérie des massifs; l'autre, à texture planaire, parfois micaschisteuse, constitue la plus grande partie des deux massifs, ainsi que les lentilles de Fè et de Cantoira.

L'étude micrographique montre qu'en dépit de ces différences, la composition minéralogique est rigoureusement identique dans les deux cas, mais elle révèle des traces de cataclase très nettes dans le faciès de bordure. Ce dernier peut donc être considéré comme dérivant du faciès normal par laminage; il existe d'ailleurs, dans la région périphérique de ces massifs, de véritables mylonites d'amphibolites, comme on peut le constater, par exemple, à S. Annunziata (1,200 km au Sud Ouest de Corio).

Ce sont sans doute ces phénomènes de laminage, développés en bordure des massifs, qui sont responsables du contact assez brutal qui existe entre les amphibolites et les gneiss albitiques encaissants dans toute cette région.

Je décrirai seulement le faciès normal, sur un échantillon provenant d'une petite carrière ouverte au Sud du village de Crusie, sur le versant droit du vallon du Lesso (massif de Monastero).

La texture est planaire, grossièrement gneissique. La roche est formée de lits mal individualisés, alternativement verdâtres et blanc-grisâtres.

Cette roche est composée de:

hornblende verte → actinote
chlorite
saussurite
biotite
quartz
albite An_0
leucoxène

Les lits verdâtres sont essentiellement constitués par de grandes plages de hornblende verte à polychroïsme faible; ces plages sont effilochées à leurs extrémités; elles sont transformées périphériquement en actinote, qui se présente en aiguilles très fines, cristallisées diablastiquement avec de l'albite de néoformation ou avec du quartz recristallisé. On rencontre en outre dans ces lits de grandes plages de chlorite, quelques résidus de biotite assez fortement décolorée et des amas de leucoxène, orientés suivant la schistosité.

Les lits clairs sont exclusivement formés par de la saussurite: dans un fond d'albite spongieuse, nagent d'innombrables granules de zoïsite, d'épidote, des paillettes de séricite et quelques globules de quartz: ces minéraux sont orientés suivant la schistosité de la roche.

Enfin quelques amygdales sont formées par des plages d'albite limpide (An_0), de nature nettement secondaire, accompagnées de quartz dentelliforme et moulant de grandes plages déchiquetées de chlorite.

La structure est granolépidoblastique, à tendance nématoblastique pour l'amphibole.

Les variations par rapport à ce type moyen sont peu importantes: je signalerai seulement que dans certains bancs le grenat, plus ou moins épidotisé, devient abondant et peut même former de petits lits où il est le minéral prédominant (Curchiatto: Fontana Sistina).

Comme pour les amphibolites précédemment étudiées, on peut penser que la rétromorphose s'est exercée principalement sur les plagioclases, complètement transformés en saussurite; l'abondance de la zoïsite ainsi produite laisse supposer qu'ils étaient assez calciques (andésine-labrador?). La biotite a été partiellement décolorée et la hornblende partiellement transformée en actinote. Seuls, les grenats semblent avoir bien résisté. Les autres minéraux ont complètement recristallisé ou sont de néoformation.

La composition chimique de ces roches est la suivante:

Analyse n° 28: *Amphibolite à plagioclases saussuritisés.* Crusie, massif de Monastero di Lanzo. An. nouv.: C. Rouger (Clermont, 1952).

	AN. N° 28
SiO^2	42,48
Al^2O^3	19,60
Fe^2O^3	4,54
FeO	7,85
MgO	7,80
CaO	9,37
Na^2O	2,59
K^2O	0,35
TiO^2	1,56
P^2O^5	0,97
MnO	0,15
H^2O+	3,14
H^2O-	0,20
Total	100,60

La comparaison de cette analyse, exprimée en pourcentages moléculaires, avec la composition moyenne des deux types ortho et para des amphibolites, récemment calculée par P. Lapadu-Hargues [1952], montre qu'il s'agit d'une amphibolite très proche du type para, en particulier par ses teneurs en Fe″, Na^2O, MgO et CaO:

	28	Para	Ortho
SiO^2	48,9	54,0	54,0
Al^2O^3	13,2	10,5	10,5
Fe^2O^3	1,9	1,5	1,5
FeO	7,6	7,0	11,0
MgO	13,4	11,5	10,0
CaO	11,7	12,0	10,0
Na^2O	2,9	3,0	2,5
K^2O	0,4	0,5	0,5

Cette amphibolite a d'ailleurs la composition d'une marne qui aurait été formée de (pourcentages en poids calculés):

kaolin et minéraux argileux	68,3
calcaire	15,4
quartz	7,7
minéraux ferro-titanés	8,6

4° *Les amphibolites à hornblende commune brune de Vasario.*

Ce gisement se situe sur le versant gauche de la vallée de Ribordone à 3 km au Nord de Sparone. Il affecte la forme d'une puissante lentille de 2 kilomètres de longueur et de 0.600 km de largeur maxima, allongée dans le sens Sud Ouest-Nord Est et intercalée en concordance dans les gneiss albitiques de Pessinetto.

D'après les auteurs de la feuille Ivrea [1912] de la carte géologique d'Italie au 1/100000, ce gisement comprendrait à l'Ouest un banc de cipolin, au centre une masse de diorite et à l'Est une lentille de « stronalite à graphite » formant la majeure partie du gisement.

Les stronalites ont été définies par E. Artini et G. Melzi [1900, p. 288] dans la zone d'Ivrée comme des « roches massives quartzo-feldspatho-grenatifères, en général riches en sillimanite et souvent biotitiques ».

Comme la zone d'Ivrée ou Massif des Lacs est constituée (V. Novarese [1929]) d'une part par des gneiss et des micaschistes, et d'autre part par la « formation dioritico-kinzigitique » où entrent des diorites, des stronalites, des kinzigites et des cipolins, le gisement de Vasario a été interprété à plusieurs reprises par V. Novarese [1912, 1929, 1931, 1943] comme un « îlot dioritico-kinzigitique » isolé dans le massif de Sesia-Lanzo et représentant [1943, p. 31] « une portion de la catazone amenée plus haut par des événements tectoniques ».

L'étude pétrographique qui suit montre que toutes ces interprétations sont erronées. Le gisement de Vasario est en effet constitué à l'Ouest par un banc de cipolin sur lequel s'appuie une puissante masse d'amphibolites typiques, mais par endroits fortement mylonisées, qui passent vers l'Est à des micaschistes à actinote et à graphite fortement laminés.

Amphibolites à hornblende commune brune. — Ces roches forment la masse principale du gisement, Il s'agit de roches à texture planaire, à larges plaques d'amphibole et présentant une teinte vert très sombre.

Leur composition minéralogique est la suivante:

hornblende commune brune
actinote
grenat
saussurite
ouralite
quartz
séricite
sphène, rutile, leucoxène, ilménite, hématite.

L'amphibole forme près de 80 % du volume total de la roche et se présente en plaques de 3 × 2 mm. Les caractères optiques (— 2V = 76°, ng/mm = 14°) montrent qu'il s'agit d'une hornblende commune à fort polychroïsme dans les tons bruns (ng = brun rouge sombre, nm = brun rouge pâle, np = jaune brunâtre pâle). Ces plages passent à la périphérie à une couronne irrégulière d'actinote, fibreuse sur les bords ce qui donne un contour général très déchiqueté aux sections d'amphibole. L'actinote renferme dans ses clivages m de nombreuses inclusions granuleuses de leucoxène et d'hématite.

Les grenats sont peu abondants mais d'assez grande taille (1 à 2 mm); ils sont en grande partie épidotisés.

Les minéraux précédents forment des sortes de lits séparés par des traînées discontinues de saussurite, riches en granules de zoïsite et en paillettes de séricite; elles sont orientées parallèlement à la schistosité cristallophyllienne.

Quelques rares plages d'ouralite, d'assez grandes dimensions, sont associées à ces lits saussuritiques. Sur l'une d'entre elles, j'ai pu observer dans la partie centrale un noyau de pyroxène non transformé que j'ai déterminé comme étant de l'enstatite.

Le quartz et la séricite peuvent être rangés dans les minéraux accessoires. Ils sont en effet moins répandus que les minerais parmi lesquels le rutile et le sphène sont les plus abondants.

La structure est grossièrement lépidoblastique.

Sur les bords de la lentille, ces amphibolites passent à des roches à grain fin et à texture compacte.

On y retrouve les mêmes minéraux, mais avec des tailles infiniment plus petites et beaucoup plus modifiés.

La hornblende commune brune est entièrement transformée en grandes plages remplies par un agrégat submicroscopique de granules de chlorite et d'épidote, mélangés à de fines aiguilles, plus ou moins brisées, d'actinote recristallisée. Sur quelques-unes de ces plages on peut encore observer un noyau très réduit de hornblende brune, attestant leur origine.

Les plages de pyroxène, ou plutôt d'ouralite, sont complètement remplacées par de la bastite.

Les grenats sont encore plus fortement chloritisés ou sericitisés.

La saussurite forme le fond de la roche; il s'y mêle quelques sections de quartz d'assez grande taille.

Enfin, çà et là, apparaissent quelques phénoblastes d'albite limpide, identiques à ceux des gneiss encaissants et d'origine secondaire.

Le rutile et le sphène sont encore abondamment représentés.

Il semble que ces roches proviennent de la recristallisation en masse, accompagnée peut-être de laminages, des amphibolites précédentes.

Mylonites d'amphibolite. — A l'intérieur de la lentille d'amphibolites constituée par les roches précédemment décrites, se détachent des sortes de filons, d'aspect grenu, de puissance très variable (quelques centimètres à quelques mètres), dont l'ensemble forme un réseau chevelu cimentant des masses d'amphibolite.

La composition minéralogique de ces roches est la suivante:

quartz (rutile)
grenat
saussurite
fond à grain très fin
sphène, rutile, hématite.

Le fond de la roche est une véritable mouture à grain très fin, constituée par des débris submicroscopiques d'actinote, de séricite, d'épidote, de zoïsite, et saupoudrée d'hématite. De grosses plages de rutile et des granules de sphène y sont disséminés. Sur ce fond se détachent des zones plus sombres (en lumière naturelle); grâce à la présence de fragments résiduels, on peut penser que ces taches correspondent à d'anciennes plages d'amphibole.

Les grenats, épidotisés ou chloritisés, se présentent en plages de 1 à 2 mm, craquelées, plus ou moins disjointes et cimentées par du quartz.

Ce dernier forme de grandes plages à extinction onduleuse, constituant dans la roche une sorte de trame cimentant les autres minéraux. Ce quartz est extrêmement riche en inclusions filiformes de rutile (cheveux de Vénus).

La saussurite se présente en îlots entourés par le quartz; son grain est beaucoup plus fin que dans l'amphibolite normale.

Tous ces caractères montrent que ces roches proviennent de la mylonitisation des amphibolites décrites ci-dessus, dont les débris ont été cimentés par des venues de quartz filonien.

Il se peut qu'il existe des types intermédiaires moins mylonitiques, auxquels la cataclase et l'apport de quartz filonien auraient donné une structure grenue. Ce serait peut-être de telles roches qui auraient été interprétées par les géologues italiens comme « diorite amphibolo-pyroxénique grenatifère » (légende de la feuille Ivrea). Dans tous les échantillons étudiés, je ne vois en tout cas aucune roche qui puisse prêter à une confusion aussi entachée d'erreur.

Quant aux « stronalites » de la partie orientale du gisement, elles sont en réalité constituées par une roche de composition minéralogique analogue à celle décrite ci-dessus, mais très laminée, au point de prendre localement une texture micaschisteuse. Le quartz y est cependant moins abondant, la saussurite inexistante, alors que les fibres d'actinote y sont plus largement répandue; en outre des veinules ou des paillettes de graphite, parfois englobées par le quartz, parsèment toute la roche. Il se peut qu'il s'agisse en réalité d'anciens micaschistes amphiboliques encaissants, fortement laminés, plutôt que d'une mylonite dérivant d'une véritable amphibolite. L'absence de types intermédiaires ne permet pas de trancher cette question. En tout cas il ne s'agit pas de stronalites.

L'interprétation de ce gisement est délicate, en raison de la mylonitisation qui l'affecte et des venues de quartz secondaire qui modifient la composition minéralogique originelle. On peut cependant penser que la roche originelle était un gabbro à hornblende et à enstatite (norite à amphibole), qui aurait été transformé, au cours de la phase métamorphique ancienne, en une amphibolite à actinote avec résidus d'hornblende et de pyroxène; cette dernière roche aurait été plus ou moins recristallisée, surtout sur les bordures du gisement, mylonitisée et injectée de quartz, au cours de la phase métamorphique récente. Il ne s'agit là évidemment que d'un essai hypothétique de reconstitution de la genèse, certainement très complexe, de ce gisement. Dans cette hypothèse, les amphibolites à hornblende commune brune et à enstatite, représenteraient des résidus de la structure ancienne.

Quoi qu'il en soit on peut dire avec une assez grande certitude que les amphibolites de Vasario sont des ortho-amphibolites. C'est le seul exemple de telles roches que j'aie pu mettre en évidence dans la série cristallophyllienne ancienne. De plus, ce gisement ne peut être rapproché, comme l'a fait V. Novarese, de la formation dioritico-kinzigitique du massif des Lacs.

5° *Conclusion à l'étude des amphibolites du groupe des gneiss minuti de Sparone.*

Si on excepte le gisement très particulier de Vasario, toutes les amphibolites du groupe des gneiss minuti de Sparone, sont des para-amphibolites. Ces roches présentent des phénomènes de rétromorphose remarquables, se traduisant surtout par la saussuritisation des plagioclases calco-sodiques, la recristallisation de la hornblende originelle en actinote ou en trémolite, et éventuellement, dans le niveau de Pessinetto, par la décoloration de la biotite. Ces roches ont été en général remarquablement réfractaires à la métasomatose sodique, alors que les gneiss encaissants, y compris les gneiss amphiboliques, ont été largement imbibés d'albite secondaire.

i) Gneiss graphitiques.

Ce faciès pétrographique, à vrai dire fort peu important, existe aussi bien dans le niveau de Pessinetto que dans celui de Pont-Canavese. D'une façon générale, il est localisé dans les gneiss albitiques à amphibole ou bien au voisinage même des lentilles d'amphi-

bolites. La présence de graphite dans certaines de ces dernières a d'ailleurs été signalée ci-dessus (vallée de la Soana et Vasario). De plus, les gneiss graphitiques contiennent eux-mêmes presque toujours de l'amphibole.

Il existe deux gisements de ces gneiss dans l'auréole de gneiss minuti du massif du Grand Paradis (région septentrionale). Le premier, signalé par G.B. Dal Piaz [1928 c] se situe sur le versant droit du Valsavaranche (Val d'Inferno, Punta dell' Inferno, Punta del Tuf). J'ai découvert le second dans la basse vallée de Valeille, à 300 m en amont de Cheleret, immédiatement à l'amont de la lentille d'amphibolite étudiée plus haut; la puissance de ces gneiss est ici de 75 m.

A Vasario, j'ai déjà signalé la présence de graphite dans les amphibolites laminées de la partie occidentale du gisement; vers le Nord Est, ces roches passent à des gneiss albitiques à actinote et graphite, où de petites accumulations de ce minéral ont été autrefois exploitées.

Dans la vallée de la Soana, les gneiss graphitiques sont étroitement associés à la lentille d'amphibolite de Pari dont ils constituent les couches encaissantes vers l'amont.

Tous ces gneiss graphitiques sont des roches à texture planaire, finement litée, assez compactes et de teinte gris noir foncé.

Leur composition minéralogique est identique, à la différence près que la biotite, fortement décolorée ou chloritisée, est présente dans ceux qui appartiennent au niveau de Pessinetto et absente dans les autres.

Je décrirai cette composition minéralogique sur un échantillon provenant de la vallée de Valeille. Cette roche est formée de:

albite (An_0)
quartz
trémolite
biotite
phengite
chlorite
graphite
accessoires: hématite, zoïsite, sphène.

Le quartz à gros grain forme des zones plus ou moins amygdaloïdes. Il passe à un quartz à grain fin, dentelliforme, qui constitue des lits plus allongés dans lesquels on observe des traînées d'hématite, de rares granules de zoïsite et de sphène, quelques paillettes de phengite et de chlorite; cette dernière dérive de la biotite résiduelle qui est assez largement représentée. Mais l'élément dominant dans ces lits quartzeux est la trémolite (— 2V = 78°, ng/mm = 16°), sous forme de plages déchiquetées ou de faisceaux de fibres filiformes.

L'albite se présente en gros phénoblastes limpides, maclés ou non, constituant des lits discontinus et englobant par endroits des fragments de tous les autres minéraux de la roche, y compris le graphite.

Ce dernier est disséminé dans toute la roche, sous forme de traînées lamelleuses d'aspect spongieux, orientées parallèlement à la schistosité cristallophyllienne.

Les variations par rapport à ce type sont minimes, si on excepte la disparition de la biotite dans le niveau de Pont-Canavese. Tout au plus peut-on signaler la présence de nombreux grenats dans certains bancs de gneiss graphitiques; tel est le cas, en particulier, dans le gisement du Valsavaranche. A Pari (vallée de la Soana), l'épidote et la clinozoïsite sont assez abondantes: les gneiss graphitiques de ce gisement passent d'ailleurs vers l'amont à des gneiss albitiques à épidote et clinozoïsite; de plus, dans ce gisement, l'imprégnation de pyrite est presque aussi importante que celle de graphite.

Il est devenu traditionnel, dans les zones internes des Alpes occidentales d'attribuer un âge carbonifère aux couches renfermant du graphite. C'est ainsi que le gisement du

Val Inferno est daté de cette époque par G.B. Dal Piaz [1928 c, carte géologique] et que les auteurs des feuilles Ivrea et Gran Paradiso de la carte géologique d'Italie au 1/100000 signalent, dans la légende, la présence de « gneiss minuti graphitiques représentant pro parte le Carbonifère à faciès piémontais ». Il va sans dire que ces attributions d'âge sont entièrement gratuites et faites sans aucune preuve; dans le cas présent, elles sont complètement erronées, comme on le verra plus loin. Le graphite ne doit pas être considéré comme un « fossile caractéristique » car il existe dans bien d'autres niveaux que le Carbonifère métamorphique (Schistes carburés du Silurien des Pyrénées, par exemple).

Par contre il est certain que le graphite provient du métamorphisme de substances charbonneuses contenues originellement dans une roche sédimentaire. Ce fait permet de penser que les micaschistes à graphite décrits ci-dessus sont d'origine para.

j) Cipolins.

Alors que les cipolins sont absolument inconnus dans le groupe des migmatites du Grand Paradis, ils sont relativement plus développés dans le groupe des gneiss minuti de Sparone.

Dans le niveau de Pessinetto, les gisements de cipolin se réduisent à quatre lentilles, celles de Cantoira, de Chiaves et de Monastero dans la vallée de la Stura, et celle de Vasario dans la vallée de Ribordone.

Dans le niveau de Pont-Canavese, les lentilles de cipolin sont beaucoup plus petites mais plus nombreuses; seules les plus importantes ont été cartographiées, telles celles de la vallée de la Soana et de Pont-Canavese.

A l'exception de cette dernière qui possède des caractères particuliers, toutes ces lentilles de cipolin se présentent dans des conditions de gisement analogues et ont des compositions minéralogiques fort voisines.

J'étudierai donc seulement, à titre d'exemple, le cipolin de la lentille de Cantoira.

C'est une roche saccharoïde, blanche, à grain très fin, non orientée.

La calcite, en granules cryptocristallins xénomorphes (diamètre moyen: 0,04 mm), forme la presque totalité de la roche. Le quartz, qui moule occasionnellement quelques granules de calcite, de rares paillettes de phengite (longueur: 0,02 mm) et quelques traînées de limonite forment les éléments accessoires.

Ce cipolin passe latéralement, mais assez brutalement, à des gneiss albitiques normaux ne contenant que de rarissimes plages de calcite (à Cantoira, quelques bancs de ces gneiss ont le faciès de Bonneval).

A Pont-Canavese, les conditions de gisement sont différentes.

Le cipolin est lui-même grisâtre et à gros grain: la calcite est grenue, xénomorphe (dimension moyenne des plages: 0,3 mm); elle présente sporadiquement des macles b^1 tordues. Le quartz est très rare. La phengite, un peu plus fréquente, se présente en sections hypidiomorphes allongées (0,3 mm). De petites mouchetures de pyrite sont incluses çà et là dans la calcite.

Vers l'Ouest ce cipolin passe progressivement à un calcschiste, par diminution de la teneur en calcite et augmentation des teneurs en quartz et séricite.

Vers l'Est, il passe aussi progressivement à un calcschiste à amphibole et grenat. Le quartz, finement recristallisé, forme des lits discontinus; la calcite, assez abondante, et la phengite, en grandes lames allongées, forment des lits distincts contenant quelques

granules de quartz et quelques prismes de glaucophane. Des grenats (andradite), en sections squelettiques et en grande partie transformées en calcite, sont épars dans la roche. Comme éléments accessoires, on note du sphène, de la pyrite et de la limonite qui frange certaines plages de calcite.

Ce dernier faciès est intéressant car il annonce les faciès très proches du groupe des micaschistes à glaucophane de Cuorgnè.

Il me reste à signaler, à propos de ces cipolins, que R. Staub [1924, p. 154] a eu la curieuse idée de leur attribuer un âge triasique et d'imaginer que toutes ces lentilles calcaires constituent une longue cicatrice synclinale mésozoïque (Voir la carte structurale au 1/1000000 annexée à son mémoire de 1924). Cette zone d'écailles mésozoïques jouerait, d'après cet auteur, un rôle de premier plan dans l'architecture alpine car, interprétée comme la continuation vers le Sud de la « zone de Fex », elle séparerait le massif de Sesia-Lanzo en deux domaines distincts, la zone occidentale formant la partie tout à fait supérieure des Pennides et la zone orientale la partie inférieure des Austrides. Le seul examen de la petite carrière de Pont-Canavese suffit à ruiner ce séduisant édifice, qui montre le passage continu du cipolin aux micaschistes de la série antéalpine.

E. — CONCLUSION A L'ETUDE DU GROUPE DES GNEISS MINUTI DE SPARONE

Unité du groupe de Sparone.

L'étude pétrographique détaillée qui précède tendrait à faire croire que le groupe des gneiss minuti de Sparone représente une série de schistes cristallins très diversifiée. En réalité, tous les faciès accessoires, pour intéressants qu'ils soient au point de vue pétrographique, occupent une place très restreinte par rapport au faciès dominant des gneiss albitiques ou « gneiss minuti ». C'est ce faciès, largement répandu dans la moitié occidentale du massif de Sesia-Lanzo comme dans l'auréole périphérique du massif du Grand Paradis, qui confère au groupe de Sparone son unité et, pourrait-on presque dire, sa « personnalité ».

Polymétamorphisme.

L'étude pétrographique de ce faciès dominant, comme du reste celle des divers faciès accessoires, montre que l'ensemble du groupe est composé de schistes cristallins polymétamorphiques. Il s'agit là du caractère essentiel de ce groupe.

On peut y distinguer en effet une phase métamorphique ancienne et une phase métamorphique plus récente. Il est intéressant d'essayer de mettre en évidence la part qui revient à chacune d'elles et, pour ce faire, il convient d'examiner d'abord les effets du métamorphisme le plus récent.

Dans la partie inférieure du groupe, c'est-à-dire dans le niveau de Pessinetto, les phénomènes de rétromorphose, que l'étude du groupe des migmatites sous-jacent avait déjà clairement mis en évidence, s'intensifient de bas en haut. Le minéral symptomatique à cet égard est la biotite: encore bien reconnaissable à la base du niveau de Pessinetto, bien que plus chloritisée ou plus décolorée que dans les migmatites, elle finit, au sommet de

ce niveau, par disparaître complètement; les autres constituants minéralogiques (quartz, muscovite) recristallisent de plus en plus complètement au fur et à mesure qu'on s'élève dans la série; les « résidus » deviennent de plus en plus rares surtout dans le faciès dominant, alors qu'ils demeurent encore (grenats, amphiboles), plus ou moins modifiés, dans les faciès accessoires.

Dans le niveau supérieur du groupe ou niveau de Pont-Canavese, les effets du métamorphisme récent sont légèrement différents. J'ai pu mettre en évidence — et il s'agit là de la justification même de la subdivision du groupe de Sparone en deux niveaux distincts — que les schistes cristallins du niveau de Pont-Canavese ne contenaient pas originellement de la biotite. De fait, l'étude pétrographique de ces roches montre qu'elles n'ont pas subi à proprement parler une rétromorphose, mais seulement une recristallisation générale très avancée; les minéraux résiduels (grenat, diopside, actinote...) témoins des associations minéralogiques anciennes, ne subsistent exceptionnellement que dans certains faciès. Les gneiss albitiques de Pont-Canavese, au sens large, sont encore des roches polymétamorphiques, mais non rétromorphiques. Le phénomène, qui passerait presque inaperçu si l'attention n'était pas mise en éveil par les modifications rétromorphiques subies par les niveaux ou groupes sous-jacents, peut être interprété très logiquement grâce à l'étude zonéographique, comme on va le voir ci-dessous.

Zonéographie récente.

Auparavant, je voudrais insister sur le fait que tous ces phénomènes de polymétamorphisme et de rétromorphose, se sont opérés, comme dans le groupe des migmatites du Grand Paradis, dans la zone de métamorphisme des Micaschistes supérieurs. Tous les minéraux de néoformation (phengite, chlorite, épidote...) forment en effet l'association minéralogique symptomatique de cette zone de métamorphisme.

Albitisation.

Par ailleurs, les phénomènes d'albitisation, liés à la phase métamorphique récente et dus à un apport métasomatique de nature sodique relativement tardif, prennent dans le groupe de Sparone un développement encore plus considérable que dans les groupes sous-jacents. L'albitisation est si générale qu'il est impossible de retrouver, dans la série, des témoins intacts du premier cycle métamorphique: toute la série, à l'exception des faciès habituellement réfractaires à l'apport (amphibolites et quartzites) est transformée de façon très homogène en « gneiss albitiques »; parfois même l'apport métasomatique est si intense qu'on aboutit à des faciès de migmatites (embréchites albitiques œillées ou rubannées de Fornello).

Zonéographie ancienne.

Néanmoins l'étude pétrographique permet de faire en quelque sorte abstraction, non seulement de cette albitisation généralisée, mais aussi des phénomènes de polymétamorphisme et de rétromorphose. Elle laisse donc entrevoir ce qu'était la série cristallophyllienne à l'issue de la première phase de métamorphisme.

Cette série cristallophyllienne ancienne était ici constituée d'ectinites et plus particulièrement de micaschistes phylliteux. Elle devait être assez monotone, interrompue seulement çà et là par des faciès plus calciques (para-amphibolites, micaschistes à grenat, micaschistes à épidote...).

Il est même possible de préciser la zonéographie de cette portion de l'ancienne série cristallophyllienne. L'étude pétrographique nous apprend en effet que les micaschistes de sa partie inférieure étaient des micaschistes à deux micas et on retrouve par ailleurs l'association repère muscovite-biotite jusque dans les faciès accessoires (quartzites à deux micas, amphibolites à biotite, leptynites à deux micas...): tous ces faciès appartenaient donc à la zone de métamorphisme des Micaschistes inférieurs. Quant à la partie supérieure, notre niveau de Pont-Canavese actuel, nous savons que la biotite y était absente, aussi bien dans le faciès dominant que dans les faciès accessoires: toute cette partie de la série cristallophyllienne ancienne était formée principalement de micaschistes à chlorite et muscovite, appartenant à la zone de métamorphisme des Micaschistes supérieurs.

Dès lors s'expliquent les effets légèrement différents, dans les deux niveaux de Pessinetto et de Pont-Canavese, de la phase métamorphique récente qui, je le rappelle, s'est opérée entièrement dans la zone de métamorphisme des Micaschistes supérieurs. Dans le niveau de Pont-Canavese, les deux métamorphismes successifs ont été isozonaux et on n'assiste, en conséquence, qu'à des phénomènes de recristallisation en général très poussés. Par contre dans le niveau de Pessinetto, autrefois constitué par des Micaschistes inférieurs, les deux métamorphismes successifs ont été hétérozonaux et on assiste à une rétromorphose proprement dite, caractérisée par le réajustement dans une zone de métamorphisme moins profonde (Zone des Micaschistes supérieurs) d'associations minéralogiques appartenant antérieurement à une zone de métamorphisme plus profonde (Zone des Micaschistes inférieurs). Il est intéressant de constater que l'équilibre tend à devenir de plus en plus complet au fur et à mesure qu'on s'élève dans la série: les minéraux résiduels, encore nombreux à la base du niveau de Pessinetto, tendent à s'estomper et les phénomènes de rétromorphose sont dépassés puis remplacés par les phénomènes de recristallisation générale, lorsqu'on se rapproche du sommet de l'ancienne zone des Micaschistes inférieurs où les deux métamorphismes successifs tendent à devenir de plus en plus isozonaux. Les phénomènes deviennent alors plus difficiles à interpréter et, du point de vue pratique, l'étude pétrographique et zonéographique doit commencer dans un tel cas par la base de la série, où le déséquilibre est encore flagrant. Je rappelle à ce sujet les difficultés éprouvées, non seulement sur le terrain mais encore lors de l'étude micrographique, pour tracer la limite entre les deux niveaux de Pessinetto et de Pont-Canavese c'est-à-dire entre la zone des Micaschistes inférieurs et la zone des Micaschistes supérieurs de la série antéalpine.

Stratigraphie.

On peut même tenter de reculer plus loin dans le passé et essayer de reconstituer la série stratigraphique originelle. L'étude pétrographique et pétrochimique des divers faciès nous y autorise.

A l'exception des ortho-amphibolites de Vasario, qui à l'origine devaient être des roches appartenant à la famille des gabbros, tous les faciès du groupe des gneiss minuti de Sparone formaient primitivement une série purement sédimentaire où dominait largement le faciès de schistes argileux, devenus successivement des micaschistes phylliteux

puis des gneiss albitiques. Localement et surtout vers le haut de la série, devaient exister des intercalations plus marneuses, devenues successivement des micaschistes à grenat, à épidote, puis des gneiss albitiques à grenat, à épidote, à calcite, ou même des intercalations tout à fait marneuses, devenues et restées des para-amphibolites. Je passe sur les très rares intercalations d'arkoses à feldspaths détritiques, devenues ultérieurement des leptynites à microcline, pour insister sur le développement dans la région sud ouest des faciès grèseux, déjà annoncés par les septa de quartzites du groupe des migmatites: ces faciès ont engendré des quartzites à deux micas, faiblement modifiés ensuite par la phase métamorphique récente. Enfin, tout à fait au sommet de cette série jusque là principalement pélitique, les faciès calco-magnésiens et même purement calcaires, devaient être assez développés; ce sont eux qui ont engendré des micaschistes amphiboliques, ultérieurement transformés en gneiss albitiques à actinote, des para-amphibolites et des cipolins, ces deux derniers faciès ayant été fort peu modifiés par la phase métamorphique récente. Ces faciès calco-magnésiens et calcaires vont d'ailleurs se développer largement dans la partie supérieure de la série cristallophyllienne ancienne, c'est-à-dire dans le groupe des micaschistes à glaucophane de Cuorgnè.

Extension et rapports du groupe de Sparone avec le groupe des migmatites du Grand Paradis.

Je reviendrai avec plus de détail sur cette question capitale dans la conclusion générale de cette troisième partie et je me contenterai de résumer ici quelques faits particulièrement importants.

C'est tout d'abord l'extension vers le Sud du groupe des gneiss minuti: le massif de Sesia-Lanzo ne se ferme pas en « ellipsoïde » ceinturé par les formations des Schistes lustrés dans la région de Pessinetto et de Mezzenile, comme le croyaient les géologues italiens. Ce sont au contraire les gneiss albitiques de Pessinetto qui enveloppent les énormes intrusions mésozoïques de « roches vertes » de la région de Lanzo et qui, au delà du Val de Suse, vont former l'auréole périphérique du massif migmatitique de Dora-Maira (Voir fig. 36, p. 167).

D'un autre côté, l'étude pétrographique et pétrochimique démontre l'identité absolue des gneiss albitiques de la partie occidentale du massif de Sesia-Lanzo et de ceux de l'auréole périphérique du massif du Grand Paradis: le petit synclinorium complexe des Schistes lustrés de la région de Locana, où les gneiss albitiques réapparaissent en anticlinaux ne constitue pas un argument géologique valable pour répartir les gneiss albitiques en deux unités géologiquement et tectoniquement distinctes comme on l'a fait jusqu'à présent.

Enfin, les gneiss albitiques de Pessinetto sont rigoureusement identiques, abstraction faite de modifications rétromorphiques ou métasomatiques plus ou moins accentuées, aux gneiss albitiques à deux micas contenus en septa dans les embréchites du groupe du Grand Paradis et qui dérivent eux aussi d'anciens micaschistes à deux micas. D'ailleurs la disposition « épibolique » de l'ancien front de migmatisation dans les ectinites sus-jacentes, actuellement transformées en gneiss albitiques, suffirait à elle seule à démontrer les relations étroites et continues qui existent entre le groupe des migmatites du Grand Paradis et le groupe des gneiss minuti de Sparone.

Ces deux groupes semblent cependant avoir réagi de façon différente à la tectonique récente. A la majestueuse coupole anticlinale du groupe des migmatites, succèdent dans le groupe des gneiss minuti de Sparone, des replis certainement plus complexes que ne le laisse percevoir l'allure régulièrement isoclinale des strates des gneiss albitiques. Seuls les plus importants de ces replis sont décelables, telles les réapparitions anticlinales des gneiss minuti au sein de la bande des Schistes lustrés de Locana ou au sein des micashistes à glaucophane de Cuorgnè (massif de Chiara).

IV

LE GROUPE DES MICASCHISTES A GLAUCOPHANE DE CUORGNÈ

A. — INTRODUCTION

Les travaux anciens (B. Gastaldi [1871] [1874], M. Baretti [1877], etc...) ne signalent pas la présence de la glaucophane dans la « zone des Pietre verdi », où étaient englobés indistinctement, dans l'Archéen supérieur, les formations mésozoïques de la série des Schistes lustrés et les gneiss et les micaschistes antéalpins du massif de Sesia-Lanzo.

A ma connaissance, c'est A. Stella [1894] qui, dans une étude pétrographique remarquable pour l'époque, a attiré le premier l'attention sur la présence, dans la région, de cette amphibole sodique qu'il détermina comme étant de la gastaldite. Ce géologue italien, chargé des levés géologiques dans la région qu'on appelle, à la suite de V. Novarese, la zone de Sesia-Lanzo, distinguait un « groupe des gneiss minuti et des micaschistes » constituant, avec le « groupe des calcschistes » et le « groupe des roches vertes », la totalité des formations situées entre la Doire Baltée, au Nord, la vallée de la Stura di Lanzo, au Sud, et le « gneiss central » du massif du Grand Paradis à l'Ouest. Il estimait que dans le « groupe des gneiss minuti et des micaschistes », ces derniers occupent la moitié du territoire défini ci-dessus et que sur cette moitié les deux tiers correspondent à des « micaschistes à gastaldite », et un tiers à des « amphibolites à gastaldite » ou roches apparentées. D'après A. Stella, ces micaschistes se présentent sous trois faciès principaux:

1) micaschistes communs à gastaldite et grenat, passant localement à des bancs ou à des lentilles de gastalditites;

2) micaschistes à épidote et gastaldite, passant localement à des bancs ou à des lentilles d'épidotites à gastaldite;

3) micaschistes à pyroxène sodique et gastaldite ou « micaschistes éclogitiques » passant localement à des bancs ou à des lentille d'éclogite.

A la suite de cette étude, les géologues italiens adoptèrent désormais, pour désigner l'ensemble de tous ces faciès, le terme général de « micaschistes éclogitiques » que je n'ai pas jugé bon de conserver car il n'existe pas en réalité de véritable éclogites (12) dans cette région.

(12) Les éclogites sont des roches à structure granoblastique, sans schistosité cristallophyllienne, essentiellement formées par du grenat et de l'augite jadéitique (omphazite) fréquemment associés diablastiquement (kélyphite). (voir: Y. Brière, 1920: Les éclogites françaises, *Bull. Soc. Fr. Minéralogie,* 43, p. 72-222). Il n'existe pas dans la région étudiée de roches correspondant à cette définition.

S. Franchi [1902, p. 259] reconnut par la suite que l'amphibole sodique répandue dans cette formation était en réalité de la glaucophane et non de la gastaldite, espèce beaucoup plus rare décrite par Strüwer dans les roches vertes mésozoïques de Saint-Marcel dans le Val d'Aoste.

Sur les feuilles Ivrea [1912], Susa [1913] et Torino [1925] de la carte géologique d'Italie au 1/100000, les « micaschistes éclogitiques » sont confondus, sous la même teinte et sous la même notation (gs), avec les gneiss minuti. Seules sont distinguées les « masses principales » de « micaschistes éclogitiques à omphazite ([13]), glaucophane et grenat » du massif de la Punta Quinseina, sur la rive gauche de l'Orco, et celles de « glaucophanites et éclogites compactes » formant les massifs situés sur les deux rives de la basse vallée de l'Orco, immédiatement en amont de Cuorgnè, ainsi que les massifs de Monastero et de Corio, sur la rive gauche de la Stura di Lanzo. On a vu précédemment (p. 197) que ces deux derniers massifs sont en réalité constitués par des amphibolites dépourvues de glaucophane.

En 1929, V. Novarese [1929, p. 91] signala très brièvement et de façon peu explicite, que la répartition des « micaschistes éclogitiques » se présentait, par rapport aux gneiss minuti, de façon plus localisée que ne laissent entendre les légendes des cartes géologiques citées ci-dessus. Mais il ne semble pas, à lire les notes ultérieures de cet auteur (par exemple: [1943], p. 29 et suiv.) qu'il soit jamais venu à l'esprit des géologues italiens de distinguer nettement, d'une part les gneiss minuti ou gneiss albitiques, dépourvus de glaucophane, et d'autre part les micaschistes à glaucophane, dépourvus d'albite.

Tel est pourtant le résultat essentiel de mes levés, contrôlés par l'étude micrographique, que j'ai déjà annoncé succintement (R. Michel [1951 c]) et que je vais exposer ci-dessous dans l'étude de l'extension du groupe des micaschistes à glaucophane de Cuorgnè.

B. — EXTENSION DU GROUPE DES MICASCHISTES A GLAUCOPHANE DE CUORGNE ET REPARTITION DE SES FACIES PETROGRAPHIQUES

J'ai déjà signalé, au cours de l'étude générale de la coupe de l'Orco (1e partie), qu'il existe, immédiatement à l'aval de Pont-Canavese, un passage graduel des gneiss albitiques aux micaschistes à glaucophane. J'ai d'ailleurs décrit ci-dessus de façon plus détaillée l'apparition sporadique de la glaucophane dans les gneiss albitiques à épidote et calcite de la rive droite de l'Orco à l'aval de Pont-Canavese (p. 182), ou le remplacement de l'actinote par la glaucophane dans les gneiss albitiques à amphibole de Fratilini, dans la basse vallée de la Soana (p. 182). Ces faciès, qui appartiennent encore au groupe des gneiss minuti de Sparone (niveau de Pont-Canavese), témoignent de la proximité du groupe des micaschistes à glaucophane de Cuorgnè.

Les mêmes phénomènes peuvent être observés dans les autres coupes transversales offertes par les vallées du Malone, de la Viana, de la Savenca, de la Chiusella et de la Doire Baltée.

---

(13) L'omphazite n'existe pas dans la région étudiée: le pyroxène est toujours un diopside peu jadéitique, nettement différent de l'omphazite par ses caractères optiques.

On assiste là, dans une zone qui n'excède jamais 200 à 300 m de largeur, à la disparition progressive mais rapide des phénoblastes d'albite et à l'apparition sporadique de quelques prismes de glaucophane. Puis, assez brutalement, toute trace d'albite disparaît et la glaucophane prend un développement considérable. C'est à ces deux caractères, absence quasi totale de l'albite et prédominance de la glaucophane, que le groupe de Cuorgnè doit son individualité et son unité; c'est aussi sur ces deux caractères que je me suis basé pour tracer les limites de ce groupe cristallophyllien.

A l'Ouest cette limite coïncide évidemment avec celle du groupe des gneiss minuti de Sparone et plus précisément avec celle des gneiss albitiques de Pont-Canavese. J'ai déjà indiqué qu'elle part au Sud de San Giacomo, dans la vallée du Malone, puis se dirige vers le Nord jusqu'à 1 km environ à l'Est de Pont-Canavese; après avoir décrit, au Nord de l'Orco, une inflexion vers le Nord Ouest, elle se dirige vers le Nord Nord Est et traverse la vallée de la Chiusella; au delà, elle s'infléchit fortement vers le Nord Est pour aboutir dans la vallée de la Doire Baltée un peu en amont de Quincinetto.

A l'Est, la limite du groupe de Cuorgnè est plus complexe. Au Sud de la région étudiée, entre Rocca-Canavese, Cuorgnè et Cintano, la zone du Canavese chevauche directement les micaschistes à glaucophane par l'intermédiaire d'une ligne de contact anormal jalonnée de mylonites: les micaschistes à glaucophane apparaissent d'ailleurs bien sur la carte comme tronqués tectoniquement dans cette région. Au Nord de Cintano, au contraire, le groupe de Cuorgnè est bordé à l'Est, jusqu'à Quassolo et, au delà, sur la rive gauche de la Doire Baltée, par la bande orientale de gneiss albitiques de Pont-Canavese que j'ai précédemment décrite (p. 169).

La zone des micaschistes à glaucophane de Cuorgnè se présente donc sur la carte comme une bande allongée du Sud Ouest au Nord Est et parallèle à celle des gneiss albitiques de Pont-Canavese. Vers le Sud, elle s'effile progressivement (Rocca-Canavese) et il est probable que, sans les alluvions fluvio-glaciaires récentes, on la verrait border directement les gneiss albitiques de Pessinetto. Vers le Nord, elle s'élargit très régulièrement jusqu'à la vallée de la Chiusella, au delà de laquelle elle se rétrécit progressivement à nouveau. C'est donc le long du thalweg de la Chiusella que le groupe de Cuorgnè présenterait son maximum d'extension: mais il ne s'agit là que d'une apparence car tout le massif de Chiara correspond très vraisemblablement à une réapparition anticlinale complexe des gneiss albitiques de Pont-Canavese (groupe des gneiss minuti de Sparone) au sein des micaschistes à glaucophane de Cuorgnè (Fig. 37). La largeur inaccoutumée que présente là le massif de Sesia-Lanzo semble d'ailleurs confirmer le fait que ses formations constituantes sont affectées de replis que le régime isoclinal ne permet pas de mettre clairement en évidence.

Entre ces limites, le faciès le plus répandu est celui de micaschistes à grandes lamelles de phengite, plus ou moins riches en grenats et en aiguilles ou prismes de glaucophane. L'amphibole sodique est le plus souvent disséminée largement dans la roche, mais elle forme fréquemment des lits bleuâtres sombres pouvant atteindre plusieurs millimètres d'épaisseur et alternant avec des lits micaschisteux où la phengite est l'élément dominant. Localement, ces lits amphiboliques, toujours interstratifiés finement dans les micaschistes, peuvent prendre un développement plus important et atteindre une épaisseur de l'ordre du décimètre ou plus: examinée à l'état d'échantillons isolés, la roche est alors une glaucophanite dans la constitution de laquelle entrent aussi le grenat et des minéraux du groupe de l'épidote; ces derniers peuvent d'ailleurs devenir prédominants et la roche est alors une épidotite. Quant aux glaucophanites elles peuvent prendre une extension

considérable et former de véritables massifs où les intercalations de micaschistes deviennent très rares ou même absentes. C'est le cas sur le versant nord du Monte Soglio (rive droite de l'Orco), sur le versant sud de la Punta Quinseina (rive gauche de l'Orco) et dans la région de Trausella (rive droite de la basse vallée de la Chiusella).

Le faciès des micaschistes à glaucophane et diopside jadéitique est beaucoup moins développé que ne le laissent supposer la légende des cartes géologiques italiennes ou les notes de V. Novarese, S. Franchi et A. Stella. Il est pratiquement cantonné sur la bordure orientale du massif de Chiara où il passe vers l'Ouest aux gneiss albitiques à diopside jadéitique précédemment décrits (p. 192) et sur la limite occidentale de la bande de gneiss albitiques Cintano-Quassolo où il passe aussi vers l'Est aux gneiss albitiques à diopside jadéitique du massif du Monte Cavallaria. Plus au Nord, sur la rive droite de la Doire Baltée, dans la région de Tavagnasco, ce faciès de micaschistes à pyroxène forme de multiples alternances avec le faciès banal des micaschistes à glaucophane et il passe latéralement à de petites lentilles constituées principalement par du diopside-jadéite, du grenat et du quartz: ce sont ces lentilles, dont la taille n'excède que rarement quelques centimètres (au point qu'elles simulent à première vue des conglomérats), qui ont été appelées à tort « éclogites » par les géologues italiens.

Les autres faciès jouent un rôle très accessoire; je me contenterai de les énumérer brièvement ici, car j'aurai l'occasion d'en reparler au cours de l'étude pétrographique.

Ce sont, par ordre d'importance:

— les cipolins, qui forment des lentilles de plusieurs dizaines de mètres de largeur et de plusieurs centaines de mètres de longueur, particulièrement fréquentes dans la région située à l'Ouest de Traversella où elles sont associées génétiquement au faciès des micaschistes à diopside.

— les quartzites, qui constituent quelques rares lentilles de très faibles dimensions sur le versant nord est de la Punta Quinseina, ou des bancs d'épaisseur réduite intercalés dans les micaschistes à glaucophane, comme c'est le cas le long de l'Orco, immédiatement en amont de Cuorgnè.

— les amphibolites (dépourvues de glaucophane), qui existent aussi en lentilles de taille exiguë, dans la région située au Sud Ouest de Cuorgnè.

C. — PETROGRAPHIE

Avant de décrire les faciès pétrographiques définis ci-dessus, je consacrerai quelques lignes à la glaucophane, minéral prédominant du groupe de Cuorgnè.

1. — Remarques minéralogiques sur la glaucophane du groupe de Cuorgnè.

En masse, ce minéral, qui peut se présenter exceptionnellement (par exemple: Delpizzen, vallée de la Chiusella) sous forme de prismes hypidiomorphes de 3×1 cm, a une teinte bleu violacé très sombre.

En lame mince, il est la plupart du temps polychroïque dans les tons bleus, avec: ng = bleu azur légèrement violacé, nm = bleu lavande pâle, np = bleu lavande très pâle à incolore. Sur certaines sections cependant, ce polychroïsme est à peine perceptible.

L'angle des axes optiques est variable entre — 2V = 42° et — 2V = 50°. L'angle d'extinction (ng/C) varie entre 5° et 11°.

Dans les nombreuses mesures effectuées à la platine de Fédoroff, j'ai toujours constaté que le plan des axes optiques est parallèle à g^1. Il est donc certain que l'arfvedsonite, dont la présence avait été signalée par S. Franchi [1902, p 259] et dont le plan des axes est perpendiculaire à g^1, n'existe pas dans la région étudiée.

Exceptionnellement (par exemple: rive gauche de l'Orco entre Navetta et Ronchi), j'ai rencontré une glaucophane dont l'angle des axes est — 2V = 66° et l'angle d'extinction ng/C = 20°; son polychroïsme se fait dans les tons bleu verdâtre pâle. Ces caractères correspondent à ceux que décrit A.N. Winchell (14) pour la « glaucophane anormale ». Ainsi que je le préciserai plus loin, il s'agit d'une forme de passage à la hornblende.

L'examen en lames minces m'a démontré qu'il était illusoire d'escompter isoler la glaucophane à l'état pur pour la soumettre à l'analyse chimique, car elle englobe constamment des inclusions de grenat, de phengite, d'actinote, de quartz, etc...

C'est donc sous toutes réserves, que je cite à titre documentaire une ancienne analyse de F. Zambonini relative à une glaucophane provenant de la vallée de Gressoney, située au Nord de la région étudiée.

ANALYSE N° 29: *Glaucophane*. Chateyroux, vallée de Gressoney. An.: F. Zambonini (15).

ANALYSE A: *Glaucophane*. Col d'Amos, Nouvelle-Calédonie. An.: Raoult (A. Lacroix (16)).

	AN. N° 29	AN. A
SiO^2	55,43	57,02
Al^2O^3	12,26	11,23
Fe^2O^3	—	0,80
FeO	8,07	7,52
MgO	8,67	11,99
CaO	2,91	1,78
Na^2O	9,02	6,22
K^2O	—	0,33
TiO^2	n. d.	0,66
MnO	n. d.	0,15
H^2O+	2,87	2,10
H^2O-		0,19
Total	99,23	99,99

La comparaison avec l'analyse de référence (A) montre, en dehors d'autres variations de moindre importance, des teneurs en alumine et soude trop fortes et surtout une teneur en magnésie trop faible.

La formule tirée de l'analyse n° 29 est la suivante:

$$Na_{2,4}\ Ca_{0,5}\ (Mg,Fe)_{2,8}\ Al_{2,1}\ (OH)_{2,5}\ Si_8\ O_{22,3}$$

(14) A.-N. Winchell (1933): Elements of optical mineralogy. II: Descriptions of minerals, 3e éd., p. 259.
(15) F. Zambonini (1902): Sul glaucofane di Chateyroux (Valle di Gressoney). *Rendiconti R. Accad. Naz. Lincei*, (5), 11, p. 204.
(16) A. Lacroix (1942): Les glaucophanites de la Nouvelle-Calédonie. *Mém. Ac. Sc.*, 65, p. 13.

En me basant sur l'étude de E.S. Larsen [17], qui a montré qu'il existe une variation continue depuis la trémolite sodique [Na_2 Ca Mg_5 $(OH)_2$ Si_8 O_{22}], jusqu'au minéral [Na_2 $Ca_{0,5}$ Mg_3 $Al_{2,5}$ $(OH)_2$ $Si_{7,5}$ O_{22}] qui est composé de 1/4 d'hastingsite + 3/4 de glaucophane, j'ai pu calculer que la glaucophane de Chateyroux est approximativement composée de 80 % de glaucophane et de 20 % de ferrohastingsite.

En tout cas, cette analyse confirme que la glaucophane du groupe de Cuorgnè n'est pas de la gastaldite. Cette dernière est en effet beaucoup plus riche en alumine (21 %) et plus pauvre en magnésie, ce que traduit sa formule: [Na_2 Mg Al_4 Si_8 O_{24}].

2. — Etude pétrographique des faciès du groupe des micaschistes à glaucophane de Cuorgnè.

a) Le faciès dominant et ses variantes.

1° *Faciès-type: micaschistes à glaucophane.*

Bien qu'il existe des zones relativement vastes où les micaschistes à glaucophane sont le seul faciès représenté (par exemple: vallée de la Chiusella entre le massif de Chiara et Valchiusella, vallée de la Savenca, etc...), leur prédominance n'apparaît pas tout d'abord sur le terrain, car la plupart du temps ils sont intimement associés, en strates alternantes plus ou moins épaisses et très nombreuses aux divers faciès accessoires. Malgré cette disposition un peu particulière, on peut estimer que les micaschistes à glaucophane constituent approximativement les trois quarts du groupe de Cuorgnè.

Ce sont des roches très feuilletées, en général à gros grain. De grandes plages de phengite donnent un éclat soyeux blanc nacré aux surfaces *s*, sur lesquelles s'allongent des baguettes de glaucophane et où pointent fréquemment d'assez gros grenats.

Je décrirai la composition minéralogique de ces micaschistes sur un échantillon provenant de Delpizzen, dans la vallée de la Chiusella.

La texture est planaire, très schisteuse; les prismes de glaucophane, aplatis, orientés parallélement à la schistosité cristallophyllienne, peuvent atteindre 1,5 × 0,6 cm.

Cette roche est formée de (volumes p. cent):

quartz	40,5
glaucophane	26,8
phengite (chlorite)	19,7
grenat, épidote, zoïsite	11,4
accessoires (rutile, sphène)	1,6

Le quartz, en grandes plages dentelliformes, constitue avec les grenats (0,25 mm) et les minéraux du groupe de l'épidote, des lits réguliers. Les grenats sont idiomorphes, mais fortement chloritisés ou épidotisés si bien qu'ils n'apparaissent plus qu'à l'état de squelette; fréquemment ils renferment des globules de quartz. La zoïsite est en granules xénomorphes, alors que la pistacite forme des primes allongés hypidiomorphes.

Ces lits, principalement quartzeux, séparent des lits phylliteux et amphiboliques, La phengite [18] s'y présente en grandes lamelles orientées parallèlement à la schistosité cristallophyllienne et elle moule des granules de zoïsite. La glaucophane affecte la forme de plages rectangulaires

(17) E.-S. Larsen (1942): Alkalic rocks of Iron Gunnison County, Colarado. *U. S. Geol. Survey Prof. Paper*, 197 A, p. 50-52.

(18) Ce mica n'a pas la teinte vert pâle ni le polychroïsme dans les tons vert très pâle de la phengite du groupe des gneiss minuti de Sparone que j'ai décrite en détail ci-dessus (p. 172) et on pourrait penser qu'il s'agit plutôt de talc. Des essais microchimiques révélant la présence de Na, Mg et surtout de K en quantité importante, montrent qu'on a affaire à un mica très voisin de la phengite et, en tout cas, qu'il ne s'agit pas de talc.

limpides (Fig. 46a); elle inclut poecilitiquement des grenats, des plages de quartz et, plus rarement, des paillettes de phengite. La chlorite, en dehors de celle produite par la transformation des grenats, est très rare.

Parmi les minéraux accessoires, le rutile est plus répandu que le sphène, et forme des sortes d'alignements granuleux discontinus.

La structure est grano-lépido-porphyroblastique.

2° *Faciès-variantes.*

Les variations par rapport à ce type sont peu nombreuses mais intéressantes car elles aident à comprendre la genèse de ces roches. Aussi les étudierai-je avant d'aborder la discussion chimique du faciès-type.

Divers modes de présentation de la glaucophane. — Je signalerai tout d'abord que la glaucophane peut se présenter souvent en plages beaucoup plus petites que dans le cas précédent et qui n'excèdent pas 1 à 2 mm de longueur. Dans ce cas elle est aciculaire et sa dissémination confère à la roche une teinte bleuâtre sombre très caractéristique. Dans d'autres cas, elle se présente en plages globuleuses xénomorphes qui évoquent immédiatement l'habitus des phénoblastes d'albite des gneiss minuti sous-jacents (Fig. 46 b).

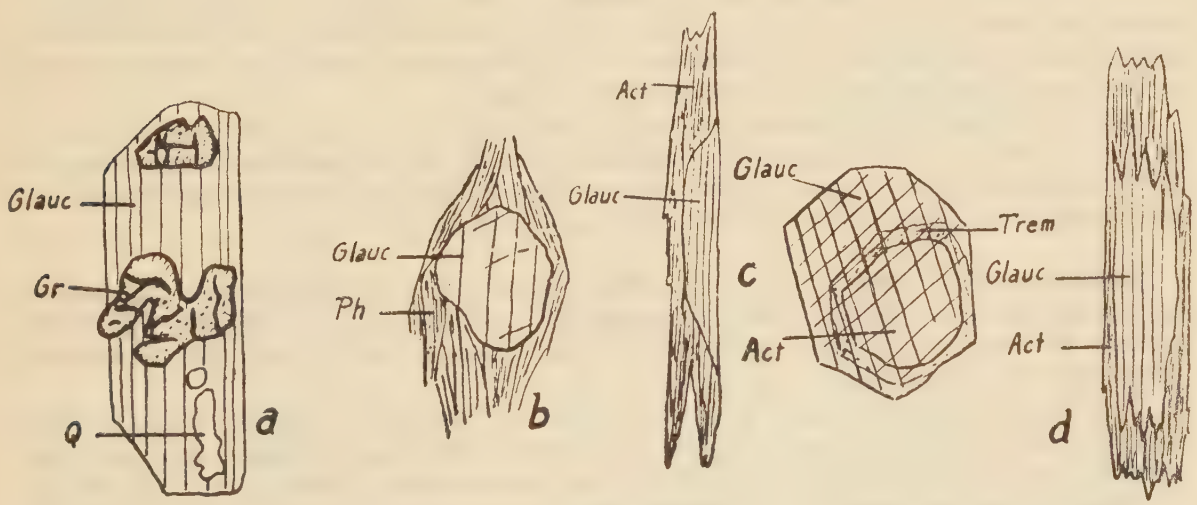


FIG. 46. — DIVERS MODES DE PRÉSENTATION DE LA GLAUCOPHANE DANS LES FACIES DU GROUPE DE CUORGNÈ

a — Micaschiste à glaucophane (Delpizzen): glaucophane idiomorphe englobant des grenats (Gr) et du quartz (Q).

b — Micaschiste à glaucophane (Navetta): phénoblaste de glaucophane (Glauc) à contour globuleux dans un lit de phengite (Ph).

c — Micaschiste à glaucophane (Forniero): glaucophanisation de l'actinote (Act) à partir de la périphérie du cristal. A gauche, section parallèle à l'allongement. A droite, section perpendiculaire à l'allongement; le passage entre l'actinote centrale, la trémolite (Trem) pigmentée d'hématite, et la glaucophane périphérique, est en réalité plus graduel que ne l'indique le dessin.

d — Glaucophanite (Frassinetto): glaucophanisation centrale de l'actinote.

Glaucophanisation d'amphiboles résiduelles. — Assez fréquemment on peut constater que la glaucophane remplace une autre amphibole résiduelle. J'ai déjà signalé la glaucophanisation d'anciennes actinotes dont certaines lentilles d'amphibolites de la zone

tout à fait supérieure du groupe des gneiss minuti de Sparone (par exemple à Fratilini dans la vallée de la Soana, p. 182) et j'aurai l'occasion de décrire des phénomènes analogues dans les glaucophanites. Mais il est important d'attirer l'attention sur ce fait dès l'étude des micaschistes à glaucophane, bien qu'il y soit moins courant que dans les glaucophanites.

Dans certaines zones des micaschistes (rive droite de l'Orco à Forniero, vallée de la Savenca à Callina, etc...) on peut observer la présence d'anciennes amphiboles incolores ou à polychroïsme faible dans les tons verts: il s'agit de trémolite ou d'actinote, en plages aciculaires, effilochées aux extrémités, parfois assez largement corrodées par du quartz recristallisé. La glaucophane se développe dans ces amphiboles peu ou pas sodiques suivant deux processus: soit en partant de la périphérie (Fig. 46 c) soit en progressant à partir du centre de l'ancien cristal; dans ce dernier cas la glaucophanisation est moins homogène, les deux amphiboles se raccordant par une zone d'indentations parallèles à l'allongement du cristal (Fig. 46 d). En général, une bordure de trémolite incolore souligne le passage entre l'amphibole sodique et l'actinote.

On peut observer au microscope tous les stades intermédiaires entre les plages d'actinote ou de trémolite non glaucophanisées, et celles qui sont entièrement pseudomorphosées par la glaucophane. Dans ce dernier cas, la glaucophane de néoformation présente les contours du minéral résiduel qu'elle a envahi; ainsi s'explique cet aspect résiduel apparent que présente souvent la glaucophane et qui, même en l'absence des observations précédentes, serait difficile à admettre car il est incompatible avec le fait que ce minéral inclue poecilitiquement des minéraux de néoformation.

Il est d'ailleurs très probable que toute la glaucophane n'a pas cette origine: lorsqu'elle se présente en phénoblastes globuleux (Fig. 46 b) ou en baguettes idiomorphes, ce qui est fréquent, il n'y a pas lieu de supposer une genèse par remplacement, mais plus simplement une néoformation à partir d'éléments importés.

Micaschistes à glaucophane et à diopside jadéitique. — En deux points, j'ai rencontré des micaschistes à glaucophane et à diopside jadéitique. Ils ne diffèrent des micaschistes à diopside jadéitique que je décrirai plus loin, que par la rareté du pyroxène et l'abondance de l'amphibole.

Sur la rive droite de l'Orco, à 300 m environ à l'amont du pont du chemin de fer de Cuorgnè à Pont-Canavese, le diopside se présente en plages allongées, très peu nombreuses, squelettiques, fortement sériciteisées ou transformées en bastite. On y trouve encore quelques noyaux de pyroxène encore intact et on peut déterminer qu'il s'agit d'un diopside à 28 % de [Na Al Si_2 O_6] ($+2V = 73°$; $ng/C = 42°$).

Dans la région de Succinto, sur la bordure ouest du massif de Chiara, les quelques plages de pyroxène sont fortement corrodées par le fond de recristallisation et presque entièrement transformées en bastite. Le diopside est moins sodique que dans le cas précédent: ses caractères optiques ($+2V = 63°$, $ng/C = 39°$) montrent qu'il ne contient plus que 8 % de [Na Al Si_2 O_6].

Micaschistes à glaucophane à structure cataclastique. — Lorsqu'on s'approche de la limite orientale du groupe de Cuorgnè, on observe dans les micaschistes à glaucophane des traces très nettes de cataclase: la phengite est tordue, le quartz prend une extinction onduleuse, les grenats sont légèrement étirés ou brisés. Il est extrêmement important de constater par contre que la glaucophane ne présente jamais de signes de déformations mécaniques.

Ces phénomènes de cataclase deviennent particulièrement intenses au voisinage de la ligne de contact anormal qui sépare le groupe de Cuorgnè de la zone du Canavese. Le fond de la roche (Ronchi, Salto) est réduit alors à l'état d'une fine purée cristalline, mais encore une fois les aiguilles d'amphibole sodique ne semblent pas avoir souffert de cette mylonitisation, qui s'avère par conséquent antérieure à leur cristallisation. Je reviendrai plus loin sur cette observation.

Lentilles de quartz d'exsudation. — On rencontre assez fréquemment dans les micaschistes à glaucophane, des lentilles de quelques centimètres de largeur et de quelques décimètres de longueur, concordantes par rapport à la schistosité cristallophyllienne: elles sont principalement constituées par du quartz à éclat gras, parfois teinté de rose, par de larges lames de phengite et par quelques aiguilles de glaucophane bleu sombre.

3° — *Composition chimique du faciès-type.*

La composition chimique de ces micaschistes est la suivante:

Analyse n° 30: *Micaschiste à glaucophane.* Delpizzen, vallée de la Chiusella. An. nouv.: C. Rouger (Clermont, 1952).

Analyse A: *Moyenne de* 30 *analyses de grauwackes.* (D'après Tyrrel, cité par F.-J. Pettijohn [19]).

	AN. N° 30	AN. A
SiO^2	68,94	68,1
Al^2O^3	15,15	15,4
Fe^2O^3	0,56	1,0
FeO	3,78	3,4
MgO	2,38	1,8
CaO	2,80	2,3
Na^2O	2,71	2,6
K^2O	1,05	2,2
TiO^2	1,19	0,7
P^2O^5	0,23	0,2
MnO	0,06	0,2
H^2O +	1,08	2,1
H^2O —	0,16	
Total	100,09	100,0
Mol. $\frac{Na^2O}{K^2O}$ =	4,0	1,8

L'étude pétrographique permet de conclure que les micaschistes à glaucophane du groupe de Cuorgnè sont des roches polymétamorphiques dérivant de la recristallisation d'anciens micaschistes à actinote ou trémolite. Cette recristallisation a été doublée par un apport métasomatique tardif de nature sodique et par conséquent analogue à celui qui a produit dans les faciès sous-jacents la néoformation d'albite mais qui, ici, a engendré de la glaucophane. On verra plus loin comment peuvent s'expliquer ces expressions diverses d'un même phénomène.

Au point de vue chimique, malgré une teneur en SiO^2 relativement faible, le micaschiste à glaucophane de Delpizzen, est à classer dans le «groupe acide» des «schistes

(19) F.-J. Pettijohn (1948): Sedimentary rocks, p. 250.

à glaucophane» de H.S. Washington ([20]) où SiO^2 varie entre 72 et 82 % et dont cet auteur admet l'origine sédimentaire à partir de schistes et quartzites argileux ou de grauwackes. Ce groupe s'oppose à celui des « micaschistes à glaucophane basiques » où SiO^2 varie entre 46 et 50 % et qui dériveraient d'après H.S. Washington de roches gabbroïques ou de leurs tufs.

La comparaison de l'analyse n° 30 et de l'analyse A se rapportant à la moyenne de 30 analyses de grauwackes, montre une remarquable identité qui confirme l'origine sédimentaire de nos micaschistes à glaucophane. On pourrait toutefois objecter que la teneur en soude est à peu près identique dans les deux analyses ce qui tendrait à contredire l'existence d'un apport sodique récent. En réalité, la comparaison des rapports moléculaires de la soude à la potasse, est nettement en faveur de cet apport, d'autant plus que dans les six analyses de grauwackes (dont la plupart sont les moyennes de plusieurs analyses) citées par F.J. Pettijohn (*op. cit.* p. 250) ce rapport varie seulement entre 1,5 et 2,6 n'atteignant qu'exceptionnellement 3,0.

On peut d'ailleurs calculer, en admettant que toute la soude est d'origine métasomatique, ce qui n'est pas entièrement exact, que la roche sédimentaire originelle avait approximativement la composition suivante (pourcentages en poids) :

quartz	47		
argile	43,5	kaolinite 34,3 illite 9,2	
carbonates	7,4	dont 3,3 de $(CO^3)^2Mg$, Ca	
minéraux ferro-titanés	2,1		

Cette composition correspond bien à celle d'un schiste argileux calcaro-dolomitique ou d'une grauwacke, sédiments relativement riches en éléments calco-magnésiens.

b) Les faciès accessoires du groupe de Cuorgnè.

1° *Les glaucophanites et leur genèse.*

Je rappelle que ces roches se présentent la plupart du temps en lits de quelques centimètres à un décimètre de largeur alternant avec des lits plus ou moins épais de micaschistes à glaucophane précédemment décrits. Ces lits de glaucophanites peuvent cependant devenir largement prépondérants et, à la limite, exister seuls. Il est fréquent de passer ainsi d'alternances de glaucophanites et de micaschistes à de véritables bancs de glaucophanites et même à de petits massifs de ces roches en gisement stratoïde dans les micaschistes.

Dans tous les cas, ces roches ont une teinte bleuâtre-violacée caractéristique, une texture planaire due à ce que l'alignement des aiguilles de glaucophane est parallèle à la schistosité des micaschistes encaissants.

En ce qui concerne la composition minéralogique, je n'ai jamais rencontré de glaucophanites homogènes, uniquement constituées par de la glaucophane : ces roches renferment toujours une quantité importante de minéraux du groupe de l'épidote. Il est fréquent de trouver, dans un même massif (par exemple : Punta Quinseina) tous les termes intermédiaires entre les glaucophanites à épidote que je vais décrire ici, et les épidotites à glaucophane dont je m'occuperai après. Il est important en outre de noter que je n'ai jamais observé dans ces roches de saussurite ou d'albite de néoformation.

---

(20) H.-S. Washington (1901) : A chemical study of the glaucophane schists. *Amer. Journal Sc.*, (4), 11, p. 35-59.

Glaucophanite à épidote. — Je décrirai un échantillon provenant de Frassinetto, sur le versant gauche de la vallée de l'Orco, et appartenant à la bordure sud ouest du massif de la Punta Quinseina où les glaucophanites prennent un développement considérable.

La composition minéralogique est la suivante:

glaucophane
clinozoïsite, pistacite, zoïsite
chlorite, phengite
quartz
rutile, calcite.

La structure est nématoblastique.

La glaucophane (— 2V = 46°, ng/C = 5°) se présente en prismes très allongés (2 × 0,1 mm). Sur certaines plages, l'angle des axes optiques est très faible (— 2V = 8-10°); mais il ne s'agit pas de crossite, car le polychroïsme, qui est faible, est toujours celui de la glaucophane. Sur d'autres plages, on peut observer, quelques petits îlots d'actinote, situés surtout à la périphérie des cristaux de glaucophane qui présentent alors des extrémités effilochées. La glaucophane moule complètement les minéraux du groupe de l'épidote (Fig. 47).

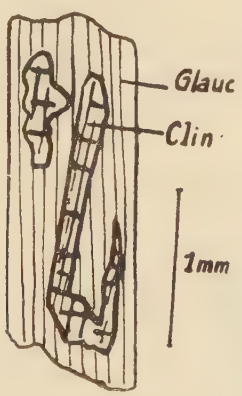


FIG. 47. — MICROGRAPHIE DE GLAUCOPHANITE A ÉPIDOTE (FRASSINETTO).

Prisme de glaucophane (Glauc) moulant des cristaux de clinozoïsite (Clin).

Parmi ces derniers, la clinozoïsite domine largement et se présente le plus souvent en baguettes allongées, hypidiomorphes, de teinte jaune rosé pâle en lame mince. La zoïsite, beaucoup moins abondante, a les mêmes formes. La pistacite est en granules xénomorphes.

La chlorite, la phengite et le quartz sont en plages de très petites dimensions et peuvent être rangés tant ils sont en faible quantité dans le groupe des minéraux accessoires, avec la calcite et le rutile qui avoisine de préférence les paillettes de phengite.

La composition chimique de cette roche est donnée ci-après (analyse n° 31, p. 224).

Glaucophanite à épidote et phengite. — Ce type est le plus fréquemment réalisé lorsque les glaucophanites, au lieu de former des sortes de petits massifs, alternent en lits plus ou moins épais avec les micaschistes à glaucophane.

Les escarpements de la route de Cuorgnè à Pont-Canavese montrent de très beaux échantillons de ces roches.

Certains lits de glaucophanites peuvent dépasser 10 cm de largeur. Le passage aux micaschistes encaissants est assez brusque et il est en général souligné par une zone,

épaisse de un à deux millimètres, constituée par de grandes lames de phengite nacrée (1 cm) dans lesquelles sont inclus des grenats caverneux.

Dans des lits de glaucophanite même, on observe des strates extrêmement minces de phengite, parallèles à la schistosité cristallophylienne et qui permettent de fendre la roche en plaqúes, revêtues de phengite soyeuse sur les surfaces *s*

La composition de ces glaucophanites est en gros analogue à celle décrite ci-dessus. Cependant la phengite y est relativement plus abondante et elle moule les minéraux du groupe de l'épidote. En outre, le grenat qui est plus ou moins chloritisé, est localement abondant. Enfin, la glaucophane s'y présente très fréquemment sous forme de phénoblastes ayant la même allure que les phénoblastes d'albite des gneiss de Sparone. A l'entrée ouest de Rocca-Canavese, j'ai recueilli une glaucophanite à épidote et phengite où toute la glaucophane se présente en phénoblastes globuleux et poecilitiques; cette roche montre en outre des microplissements qui affectent les lits d'épidote (à extinction onduleuse) et de phengite (clivages p tordus), alors que la glaucophane est intacte. La cristallisation de l'amphibole sodique apparaît donc ici très nettement postcinématique et semble due uniquement à des phénomènes d'apport.

Amphibolites à actinote associées aux glaucophanites. Genèse des glaucophanites. — On admet généralement (A. Lacroix, 1942, *op. cit.*; H.A. Brouwer et C.G. Egeler [1951], [1952]; etc...) que les glaucophanites dérivent de roches éruptives basiques (dolérites, gabbros, etc...) ou de leurs tufs, sans qu'il soit nécessaire de supposer que ces roches aient été originellement très riches en soude, ou qu'un apport métasomatique de soude important ait existé.

Il se trouve, dans la région étudiée, d'une part que l'existence d'un apport sodique intense et généralisé est indéniable, et d'autre part qu'il n'y a pas traces de roches éruptives basiques dans le groupe de Cuorgnè. On pourra objecter que dans une région soumise à deux métamorphismes successifs il est peut-être illusoire de rechercher des témoins de telles roches: cependant les deux métamorphismes n'ont pas réussi à effacer totalement les traces de ces roches lorsqu'elles ont existé (par exemple ortho-amphibolites de Vasario, à résidus d'amphibole brune); de plus, si des roches éruptives basiques avaient existé au sein du groupe de Cuorgnè, c'est là qu'elles auraient eu le maximum de chances de subsister le mieux, les deux métamorphismes s'étant succédé là, comme on le verra, dans la zone supérieure du métamorphisme général.

Par ailleurs il est possible d'observer, dans le groupe de Cuorgnè, le passage progressif des glaucophanites à épidote que je viens de décrire à des amphibolites à actinote ou à trémolite dont l'origine para ne semble pas faire de doute.

Les gisements de ces amphibolites à actinote ou à trémolite sont peu nombreux, de taille très réduite, et exclusivement cantonnés dans les massifs du Monte Soglio et de la Punta Quinseina qui sont les deux régions où les glaucophanites sont le plus développées. Les amphibolites à actinote se présentent, au sein des glaucophanites, en gisements lenticulaires stratoïdes.

La partie centrale de ces lentilles est occupée par des amphibolites à actinote ou à trémolite peu modifiées et qui ne diffèrent en rien, au point de vue de la composition minéralogique et de la structure, de celles que j'ai décrites précédemment (p. 197) dans la partie supérieure du groupe des gneiss minuti de Sparone (basse vallée de la Soana). Comme ces dernières, elles semblent bien n'avoir jamais renfermé de plagioclases (absence de saussurite) et provenir de la recristallisation d'anciennes para-amphibolites.

Vers l'extérieur des lentilles, ces amphibolites passent progressivement, par glaucophanisation des amphiboles préexistantes (actinote ou trémolite) à des roches qui apparaissent intermédiaires entre les amphibolites à actinote ou trémolite non modifiées et les glaucophanites. Il est important de noter que les mêmes roches existent aussi en bancs de quelques centimètres à quelques décimètres de large, intercalés dans les micaschistes à glaucophane. Cette observation montre que les glaucophanites ont la même origine, qu'il s'agisse des formes massives ou de celles finement interstratifiées dans les micaschistes. J'étudierai précisément un échantillon provenant d'un banc intercalé dans les micaschistes à glaucophane sur le côté nord ouest de la carrière située entre Navetta et Ronchi (rive gauche de l'Orco).

La texture est assez compacte, le grain fin. La teinte de la roche est plutôt verdâtre que bleuâtre. La structure est à tendance nématoblastique.

La composition minéralogique est la suivante (volumes p. cent):

amphiboles	63,4
épidote	12,4
grenat	9,6
phengite, chlorite	8,3
quartz	5,6
minerais	0,7

La phengite et la chlorite, en petites paillettes, forment, conjointement avec le quartz, une sorte de trame à grain fin, dont le volume total est peu important.

Dans ce fond, sont répartis, d'une part des grenats squelettiques, fortement chloritisés, de nombreux granules de clinozoïsite et de pistacite, et d'autre part des plages d'amphiboles qui forment la majeure partie de la roche.

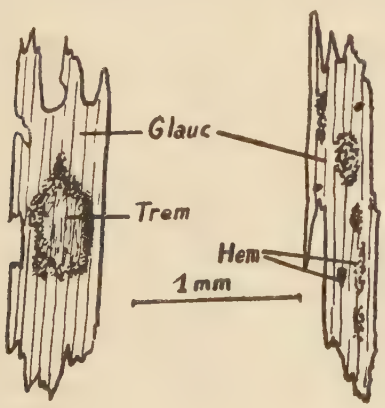


FIG. 48. — MICROGRAPHIE D'AMPHIBOLITE ASSOCIÉE AUX GLAUCOPHANITES (NAVETTA).

Deux stades de la glaucophanisation de la trémolite. A gauche, noyau résiduel de trémolite (Trem) avec auréole pigmentée d'hématite (et d'ilménite ?), entouré par de la « glaucophane anormale » (Glauc). A droite, prisme de « glaucophane anormale » renfermant des zones résiduelles où sont concentrés les granules d'hématite (Hem) et d'ilménite (?).

La plupart d'entre elles sont des plages de trémolite (— 2V = 85°, ng/C = 20°), effilochées aux extrémités. D'autres sections, assez nombreuses, sont zonées, avec un noyau central de trémolite, pigmenté par une poussière d'hématite ou d'ilménite, et une bordure périphérique de « glaucophane anormale » (— 2V = 66°, ng/C = 18-20°; ng = bleu vert pâle, nm = bleu lavande pâle, np = incolore). Cette bordure d'amphibole sodi-calcique peut devenir prépondérante, le noyau de trémolite se réduisant de plus en plus. Finalement il existe des plages entièrement constituées par de la glaucophane qui, par ses caractères optiques, se rapproche beaucoup de la glaucophane banale (— 2V = 50°, ng/C = 5-6°; polychroïsme normal); ces plages renferment de petites zones, irrégulièrement réparties à l'intérieur du cristal, où sont concentrés des granules submicroscopi-

ques d'hématite (et d'ilménite ?) (Fig. 48). Au total, on peut estimer qu'il y a encore dans cette roche deux fois plus de trémolite que de glaucophane.

Ces observations confirment le processu de glaucophanisation d'amphiboles résielles, déjà décrits à plusieurs reprises (p. 182 et 217). Il est difficile de ne pas admettre qu'il s'agit d'un remplacement molécule par molécule d'une amphibole calcique par une amphibole sodique. Cette pseudomorphose n'a pu s'effectuer que grâce à un apport sodique, puisque la roche ne contenait originellement aucun minéral de nature sodique, et grâce à l'élimination de magnésie et d'alumine (qui ont dû participer à la formation de la phengite) et de chaux (qui a dû concourir à la formation des minéraux du groupe de l'épidote). Le départ de la chaux n'a d'ailleurs pas dû être complet, ainsi que le montre la forte teneur en chaux de la glaucophane (Analyse n° 29). Quant au fer de l'amphibole originelle, la glaucophane semble en avoir absorbé une partie (Analyse n° 29), l'excès se rassemblant dans les zones saupoudrées de minerais.

La composition chimique de cette roche est donnée par l'analyse n° 32. J'indique auparavant (Analyse 31) la composition chimique de la glaucophanite à épidote étudiée ci-dessus (p. 221) et qu'on peut considérer, d'après ce qui précède, comme une ancienne amphibolite à trémolite ou à actinote totalement glaucophanisée.

Analyse n° 31: *Glaucophanite à épidote.* Frassinetto, vallée de l'Orco. An. nouv.: C. Rouger (Clermont, 1953).

Analyse n° 32: *Amphibolite à trémolite partiellement glaucophanisée.* Carrière entre Navetta et Ronchi, vallée de l'Orco. An. nouv.: C. Rouger (Clermont, 1952).

Analyse A: *Marne dolomitique.* Saint-Martin. An.: J.-L. Thiébaut (21).

	AN. N° 31	AN. N° 32	AN. A
SiO^2	51,71	48,37	46,03
Al^2O^3	18,65	19,68	14,05
Fe^2O^3	2,99	0,18	0,32
FeO	4,80	7,27	3,86
MgO	8,49	11,37	15,24
CaO	4,16	8,89	11,95
Na^2O	5,64	2,04	0,74
K^2O	0,75	0,20	3,08
TiO^2	1,13	0,31	0,60
P^2O^5	0,84	0,06	—
MnO	0,08	0,15	0,11
H^2O+	0,78	0,88	3,85
H^2O-	0,00	0,48	
Total	100,02	99,88	99,83

La comparaison des analyses 31 et 32 confirme pleinement les observations micrographiques: l'apport sodique est manifeste dans l'amphibolite totalement glaucophanisée et devenue une glaucophanite; l'augmentation de la teneur en Na^2O est accompagnée de toute évidence par une diminution des teneurs en Al^2O^3, MgO, CaO et FeO, comme on pouvait s'y attendre.

(21) J.-L. Thiébaut (1925): Contribution à l'étude des sédiments argilo-calcaires du Bassin de Paris (Thèse Sc., Paris), p. 69-71. (Cette analyse a été recalculée à partir des analyses des diverses parties du sédiment distinguées par J.-L. Thiébaut).

La comparaison des analyses 31 et 32, exprimées en pourcentages moléculaires, avec celle des types moyens d'ortho et de para-amphibolites (P. Lapadu-Hargues, [1952]) montre qu'on a affaire, selon toute vraisemblance à des para-amphibolites.

	31	32	Para	Ortho
SiO^2	56,8	50,9	54,0	54,0
Al^2O^3	12,0	12,4	10,5	10,5
Fe^2O^3	1,2	0,1	1,5	1,5
FeO	4,4	6,3	7,0	11,0
MgO	13,9	18,0	11,5	10,0
CaO	5,2	10,2	12,0	10,0
Na^2O	6,0	2,0	3,0	2,5
K^2O	0,5	0,1	0,5	0,5

D'ailleurs, en ce qui concerne l'amphibolite à trémolite partiellement glaucophanisée, on remarquera qu'on ne connaît pas de roche éruptive ayant à la fois d'aussi importantes teneurs en alumine et en magnésie, par rapport à une teneur en silice relativement faible. Par contre, il existe des marnes dolomitiques qui ont une composition analogue; il est malheureusement très difficile de trouver dans la littérature des analyses chimiques de telles roches: celle que je cite (A) présente d'assez grandes variations, notamment en ce qui concerne Al^2O^3 et K^2O, par rapport à l'analyse 32, mais le rapport CaO/MgO est identique dans les deux analyses; il est remarquable aussi de constater que la teneur de ce sédiment en Na^2O est extrêmement faible. comme dans la plupart des marnes. On peut donc admettre que la presque totalité de la soude est, dans l'amphibolite n° 32, d'origine métasomatique, et calculer que la roche sédimentaire originelle était une marne dolomitique dont la composition aurait été la suivante (pourcentages en poids):

argiles	43,6	kaolinite	32,7
		illite	10,9
carbonates	35,2	dont 32,0 de $(CO^3)^2Mg$, Ca	
quartz	20,2		
minerais	1,0		

Ainsi, les observations sur le terrain et les résultats de l'étude pétrographique et chimique conduisent à admettre que les glaucophanites du groupe de Cuorgnè ne dérivent pas de gabbros ou autres roches éruptives ou de leurs tufs, comme le croyaient A. Stella, S. Franchi et V. Novarese (*op. cit.*), mais simplement de la recristallisation de para-amphibolites riches en magnésie, sous l'influence d'un apport sodique de nature probablement hydrothermal. Je reviendrai plus loin sur ces résultats.

2° Epidotites à glaucophane.

Ce faciès est relativement rare et intimement lié à celui des glaucophanites à épidote ci-dessus décrites. J'ai déjà indiqué qu'il existe tous les termes de transition entre les glaucophanites à épidote et les épidotites à glaucophane, par inversion progressive des teneurs en amphibole et en épidote.

Comme les glaucophanites, les épidotites à glaucophane forment des bancs plus ou moins épais intercalés en concordance dans les micaschistes à glaucophane et associés à des bancs de glaucophanites à épidote. Par contre, les épidotites ne forment jamais de massifs autonomes comme les glaucophanites.

La carrière située entre Navetta et Ronchi montre un bon exemple du passage progressif d'une glaucophanite à épidote à une épidotite à glaucophane. Je décrirai d'abord le type intermédiaire où les volumes d'amphibole et d'épidote sont à peu près égaux, et ensuite le type à épidote prédominante.

Type intermédiaire. — La roche a une texture planaire, faiblement schisteuse. Elle est formée de lits alternants de glaucophane et de clinozoïsite. Mais assez souvent ces minéraux se groupent pour former des sortes de petites amygdales allongées (1 × 0,2 cm) respectivement amphiboliques et bleuâtres ou épidotiques et blanc-grisâtre.

La composition minéralogique est la suivante:

clinozoïsite (pistacite)
glaucophane
grenat
quartz
phengite, chlorite
accessoires.

Le quartz, en granules dentelés, la phengite et la chlorite, en minuscules paillettes, sont associés à la clinozoïsite, en plages aciculaires, pour former des lits où l'épidote domine largement. Ces lits sont à grain fin ou très fin et ils sont affectés localement par des microplissements. La pistacite s'y rencontre en granules xénomorphes relativement rares.

Çà et là, des plages de clinozoïsite beaucoup plus grandes (1 à 2 mm) sont groupées en faisceaux nématoblastiques ovoïdes simulant des porphyroblastes très allongés.

Les lits amphiboliques sont formés par des successsions de porphyroblastes analogues à plages nématoblastiques de glaucophane, et de traînées très minces du même minéral. Il s'agit d'une glaucophane anormale (— 2V = 68°, ng/C = 5-10°) contenant des zones saupoudrées d'hématite et d'ilménite en granules submicroscopiques. Certaines plages de glaucophane à caractères optiques normaux affectent la forme de phénoblastes globuleux incluant poecilitiquement des grenats résiduels et des lamelles de phengite ou de chlorite.

Les grenats fortement chloritisés sont répandus dans toute la roche.

Type épidotique: clinozoïsitite à glaucophane. — La roche précédente passe à une roche blanc grisâtre, saccharoïde, qui ressemble, au premier abord, à un cipolin.

En réalité elle est constituée de:

clinozoïsite
glaucophane
grenat
phengite, chlorite
quartz
accessoires.

Comme dans le cas précédent, la phengite et la chlorite (plus abondante) forment un feutrage à grain fin auquel s'associent des granules de pistacite et des prismes allongés de clinozoïsite. Cette sorte de trame est peu importante par rapport à la masse de la roche, qui est formée surtout de grandes plages (1,5 mm) de clinozoïsite. Ce minéral constitue 65 % du volume total de la roche et il est groupé en lits séparés par la trame décrite en premier lieu. Dans ces lits épidotiques sont dispersées des plages de glaucophane à angle d'axes normal (— 2V = 42°) mais à grand angle d'extinction (ng/C = 12-14°).

Les grenats, chloritisés ou épidotisés, sont dispersés uniformément dans toute la roche, mais ils sont beaucoup plus rares que dans le type intermédiaire.

Je ne possède pas d'analyse chimique de cette roche, mais sa composition minéralogique laisse supposer qu'il s'agit d'un ancien banc de calcaire dolomitique plus ou

moins argileux, glaucophanisé lors de la phase métamorphique récente, après être passé par le stade d'épidotite à actinote.

3° *Cipolins.*

Les cipolins forment des lentilles de dimensions en général réduites, mais pouvant atteindre assez rarement plusieurs dizaines de mètres de largeur et plusieurs centaines de mètres de longueur.

Les lentilles de petites dimensions ne sont pas rares dans le groupe des micaschistes à glaucophane de Cuorgnè, où elles n'ont pas été toutes cartographiées en raison de leur petitesse.

Par contre les grandes lentilles de cipolins semblent concentrées en deux zones distinctes. La première, située au Nord de Pont-Canavese, comporte uniquement des lentilles de calcaires cristallins purs ou très légèrement phylliteux (phengite) identiques au cipolin de Pont-Canavese mais associés aux glaucophanites à épidote et aux épidotites à glaucophane de la région de Frassinetto. La seconde, beaucoup plus étendue, forme une traînée plus ou moins continue qui longe la bordure orientale du massif de Chiara. On se rappelle d'ailleurs que des lentilles de cipolins à diopside existent sur le bord est de ce massif où elles sont associées aux gneiss albitiques à diopside jadéitique décrits ci-dessus (p. 192).

Ce chapelet de lentilles de cipolins part au Sud du Col de la Bossola, recoupe la vallée de la Chiusella à Traversella et se dirige vers le Nord Est jusqu'à Quincinetto, où il atteint la vallée de la Doire Baltée. Il se prolonge d'ailleurs au delà de la rive gauche de cette rivière.

Les roches y sont assez variées. Il existe des cipolins très purs, ne comportant que quelques rares paillettes de phengite et quelques granules de quartz: le type peut en être pris à Quincinetto, où ce cipolin est exploité comme pierre à chaux; en ce point cependant, le cipolin présente la particularité de contenir, sur les épontes de la lentille, des sortes de boules, de quelques décimètres de diamètre, constituées par un feutrage de grandes lames de phengite dans lesquelles sont éparpillés de gros grenats caverneux, fortement épidotisés, des prismes ou des agglomérats grenus de glaucophane, du quartz recristallisé et du sphène; l'ensemble est traversé par de petites veinules de calcite secondaire.

Plus fréquemment, les lentilles de cipolins de l'alignement Bossola - Traversella - Quincinetto, sont constituées de calcaires plus ou moins magnésiens. V. Novarese [1943, p. 39] a déjà remarqué que plusieurs de ces calcaires « donnent lieu par altération à des formes caverneuses et sableuses, signe certain de la nature dolomitique du calcaire dont ils dérivent ». Ce fait est confirmé par l'existence, dans plusieurs de ces lentilles (par exemple Col de la Bossola, Bonzo, etc...) de veines verdâtres alternant avec les lits carbonatés et renfermant du diopside jadéitique, de l'actinote et plus rarement de la zoïsite.

Il est intéressant de souligner que ces faciès, qui dérivent très probablement de calcaires dolomitiques plus ou moins argileux, sont associés aux micaschistes à diopside que je vais étudier maintenant.

4° *Micaschistes à diopside jadéitique et faciès associés.*

J'ai déjà signalé (p. 214) que l'aire de répartition de ces micaschistes est cantonnée dans la basse vallée de la Chiusella et dans la basse vallée de la Doire Baltée, en liaison étroite avec les alignements de cipolins à minéraux dont il vient d'être question.

Micaschistes à diopside jadéitique. — Je décrirai ces roches sur un échantillon provenant du vallon du Rio Piovano, affluent de la rive droite de la Doire Baltée près de Tavagnasco.

Les micaschistes à diopside forment là des bancs de quelques mètres de puissance alternant avec des lits minces de micaschistes à glaucophane très riches en grandes lames de phengite et en grenats; ces derniers constituent même localement de petits lits (1 à 2 cm d'épaisseur) où ils sont l'unique constituant de la roche qui devient alors une grenatite.

La composition minéralogique des micaschistes à diopside du Rio Piovano est la suivante:

quartz
diopside jadéitique
phengite
grenat
rutile, sphène, ilménite.

La texture de la roche est planaire, assez compacte. La teinte générale est blanchâtre, ponctuée de granules verdâtres (pyroxène) et de paillettes argentées (phengite).

Le quartz est le minéral prédominant; il se présente en plages dentelliformes relativement grandes, parfois à extinction onduleuse, formant des lits assez épais où les alignements de lames de phengite déterminent une certaine schistosité. De petits grenats idiomorphes, non altérés, y sont disséminés avec des plages de rutile et quelques granules de sphène.

Le pyroxène ($+2V = 72°$, $ng/C = 39°$) est un diopside jadéitique à 16% de [$Na\ Al\ Si_2\ O_6$]. Il se présente en grandes plages atteignant 3 cm de longueur sur 1 cm de large, mais présentant un aspect très squelettique car elles sont très largement corrodées par le fond quartzo-phylliteux de la roche. Dans certaines lames minces, ces plages de diopside sont presque totalement fransformées en un agrégat très finement cristallisé d'ouralite.

L'absence de la glaucophane dans ces roches est remarquable et il serait tentant de penser que l'apport sodique qui caractérise la région, s'est concentré ici sur le pyroxène qui aurait été « jadéitisé »; en réalité le diopside jadéitique est très nettement un minéral résiduel, ainsi que l'avait déjà montré l'étude des gneiss albitiques à diopside du massif de Chiara; il est bon de rappeler que dans ce dernier gisement, on observe des fragments de diopside jadéitique inclus poecilitiquement dans l'albite de néoformation, ce qui est un argument sérieux en faveur du caractère résiduel du pyroxène.

Force est donc d'admettre que ces micaschistes à diopside sont restés imperméables à la métasomatose sodique. Le polymétamorphisme s'y traduit seulement, par la recristallisation du quartz et de la phengite et par l'ouralitisation du pyroxène. Il est très probable que de tels faciès dérivent de calcaires siliceux magnésiens, sans doute pauvres en alumine.

Pyroxénites à diopside jadéitique. — Dans la région du Rio Piovano il n'est pas rare de rencontrer dans les micaschistes à diopside, de petites lentilles aplaties dont la taille ne dépasse pas celle du poing. Elles sont constituées par une roche à grain fin, d'un vert grisâtre sombre, extrêmement dure. Dans le lit du Rio Piovano l'érosion torrentielle les a mises en relief par rapport aux micaschistes encaissants plus tendres: la formation ressemble alors à un conglomérat.

En réalité, l'examen au microscope montre que la composition minéralogique de tous ces « galets » est identique; de plus, elle est analogue, qualitativement, à celle des micaschistes encaissants. La seule différence est que le diopside jadéitique domine largement et forme près de 90 % du volume total de la roche.

Ce minéral, dont l'angle des axes est de — 73° et l'angle d'extinction de 43° contiendrait, d'après le diagramme de A.N. Winchell (22), 30 % de [Na Al Si_2 O_6]. Il se présente en faisceaux, enchevêtrés et localement rayonnants, de petits prismes allongés qui englobent poecilitiquement des grenats et de nombreux globules de quartz.

La phengite est très rare à l'intérieur de ces nodules; par contre à la périphérie elle constitue une sorte d'enveloppe et prend une teinte rouge orangé sale due à la présence dans les clivages p de nombreux granules microscopiques d'hématite.

Je suppose que ce sont de telles roches ou des roches voisines plus riches en grenats, qui ont été appelées « éclogites » par les géologues italiens (A. Stella, S. Franchi, V. Novarese, *op. cit.*). J'ignore sur quelles bases micrographiques a été appuyée cette diagnose; peut-être la détermination du pyroxène comme omphazite, n'est-elle pas étrangère à cette désignation (23). Peut-être existe-t-il au Nord de la Doire Baltée, dans des régions que j'ai personnellement parcourues très rapidement, des roches qui se rapprochent davantage de véritables éclogites et qui forment des bancs plus importants. Quoi qu'il en soit, dans la région que j'ai étudiée, c'est le seul endroit où j'ai rencontré ce faciès qui, par sa composition minéralogique et par sa structure, est totalement différent des éclogites. Il est indiscutablement lié aux micaschistes à diopside encaissants dont il ne diffère que par la remarquable prédominance du pyroxène. Il se pourrait que ces chapelets de nodules, aplatis dans le plan de schistosité cristallophyllienne, proviennent du fractionnement, à la suite d'étirements, ou du boudinage de bancs plus épais de pyroxénites.

5° *Quartzites albitiques.*

J'ai déjà signalé que les quartzites jouent un rôle à peu près nul dans le groupe de Cuorgnè.

Ils forment en effet des lentilles ou des bancs aussi réduits que rares, intercalés dans les micaschistes à glaucophane (par exemple: environs de Salto et de Deiro dans la basse vallée de l'Orco). Ces faciès sont cependant très intéressants du point de vue lithologique car ce sont les seuls, dans le groupe de Cuorgnè, qui soient, quoique très faiblement, albitisés.

Je décrirai le quartzite albitique qui affleure immédiatement à l'amont de Salto, au Nord Ouest de Cuorgnè.

La roche est blanche, compacte mais assez nettement schisteuse.

---

(22) A.-N. Winchell, 1933, *op. cit.*, p. 235.

(23) Pourtant, F. Zambonini (1901, *Rend. R. Accad. Naz. Lincei*, ser. 5, 10, p. 240-244) a étudié un pyroxène sodique des environs d'Oropa (Cima Cucco, près Biella), et a conclu qu'il s'agissait d'un *diopside jadéitique*. La composition chimique de ce minéral est la suivante (An. F. Zambonini):

SiO^2	53,54
Al^2O^3	14,79
Fe^2O^3	5,14
MgO	3,59
CaO	14,83
Na^2O	7,73
K^2O	0,27
H^2O	0,28
Total	100,17

On peut en tirer la formule suivante:

Na Al Si^2 O^6	47,1 %	(jadéite)
SiO^3 Ca SiO^3 Mg	41,2 %	(diopside)
SiO^6 $(Al,Fe)^2$ Ca	11,7 %	

La composition minéralogique est la suivante:

quartz
phengite, chlorite
albite
saussurite
grenat, épidote, zoïsite.

Le quartz en petits granules dentelliformes constitue la majeure partie de la roche. Il forme des lits parallèles à la schistosité cristallophyllienne soulignée par de minces alignements, plus ou moins continus, de phengite et de chlorite. Quelques grenats, squelettiques et chloritisés, des granules d'épidote et des baguettes de zoïsite, sont épars dans ces lits quartzeux.

L'albite est peu abondante. Elle forme le fond de plages saussuritiques spongieuses bourrées de granules submicroscopiques de séricite et de zoïsite. L'albite se présente en outre sous forme de phénoblastes limpides, maclés ou non, globuleux, et incluant poecilitiquement des fragments de tous les autres minéraux de la roche; cette albite est nettement secondaire et d'origine métasomatique, tandis que la première dérive de la saussuritisation d'anciens plagioclases plus calciques.

Il est probable qu'il s'agit là d'anciens grès légèrement arkosiques et calcarifères. Ce faciès se rapproche beaucoup de ceux qui ont engendré les gneiss albitiques du groupe de Sparone et il est intéressant de noter que, comme dans ces derniers, l'apport sodique s'y est individualisé sous forme d'albite et non sous forme de glaucophane.

D. — CONCLUSION A L'ETUDE DU GROUPE DES MICASCHISTES A GLAUCOPHANE DE CUORGNE

Unité du groupe de Cuorgnè.

En dépit de la diversité des faciès que met en évidence l'étude pétrographique qui précède, le groupe de Cuorgnè possède une réelle unité qui lui est conférée par la vaste répartition des faciès à glaucophane: en effet les micaschistes à glaucophane constituent approximativement les deux tiers du groupe, et la majeure partie du tiers restant est occupée par les glaucophanites. Pour intéressants qu'ils soient du point de vue purement pétrographique, les autres faciès (épidotites à glaucophane, cipolins, micaschistes à diopside, quartzites albitiques) jouent un rôle tout à fait mineur et sont même relativement rares par rapport à la masse des faciès à glaucophane.

Ces derniers donnent un cachet très spécial au groupe de Cuorgnè et permettent d'individualiser ce groupe cristallophyllien par rapport au groupe sous-jacent des gneiss minuti de Sparone essentiellement caractérisé par le faciès des gneiss albitiques.

Je rappelle d'ailleurs que le passage entre les deux groupes de Sparone et de Cuorgnè est très rapide, tout en étant, localement, progressif: la glaucophane relaye assez brutalement l'albite, les faciès mixtes à albite et glaucophane étant rares et strictement cantonnés dans les lentilles d'amphibolites ou dans les calcschistes situés à la limite des deux groupes.

Polymétamorphisme et zonéographies successives.

Dans l'ensemble de la série cristallophyllienne du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo, le groupe de Cuorgnè apparaît donc pétrographiquement comme la suite normale vers le haut du groupe de Sparone. Les remarques tectoniques faites au sujet de ce dernier, confirment d'ailleurs cette manière de voir, car on peut en déduire (Voir coupe de la vallée de la Chiusella, fig. 37) que le groupe de Cuorgnè repose en position synclinale plus ou moins complexe au-dessus des gneiss de Pont-Canavese qui forment la partie supérieure du groupe des gneiss minuti de Sparone.

L'étude pétrographique et zonéographique est tout à fait en accord avec les observations précédentes.

L'étude pétrographique met en évidence dans le groupe de Cuorgnè les mêmes phénomènes de polymétamorphisme que dans le niveau supérieur du groupe de Sparone (niveau de Pont-Canavese). Ces phénomènes seraient d'ailleurs difficiles à saisir et à interpréter si l'étude des groupes sous-jacents n'avait pas montré l'existence de deux phases métamorphiques successives mises en évidence par les processus de rétromorphose. Ici, comme dans le niveau de Pont-Canavese, la deuxième de ces phases se traduit par une recristallisation complète du quartz et des phyllites, par une recristallisation moins poussée des minéraux du groupe de l'épidote; enfin certains minéraux, comme le grenat, le diopside, ont en général bien résisté à la recristallisation et, quoique en grande partie transformés (chloritisation ou épidotisation des grenats, ouralitisation des pyroxènes), ils demeurent à l'état de résidus, témoins indiscutables de la phase métamorphique ancienne. Quant aux amphiboles, leur comportement est plus délicat à entrevoir, car elles ont presque toujours servi de support à l'apport sodique qui a accompagné et suivi le métamorphisme second et qui s'est traduit par une glaucophanisation généralisée sur laquelle je reviendrai ci-dessous.

L'étude zonéographique montre que ces phénomènes de recristallisation et de glaucophanisation se sont effectuées dans la zone de métamorphisme des Micaschistes supérieurs, toutes les associations minéralogiques de néoformation, dans les divers faciès du groupe de Cuorgnè, étant symptomatiques de cette zone. Ainsi comme dans les groupes cristallophylliens sous-jacents, le métamorphisme récent s'est opéré dans la zone supérieure du métamorphisme général.

Si on fait abstraction de ces phénomènes et si on prend en considération les faciès résiduels, on est amené à conclure qu'antérieurement le groupe de Cuorgnè était composé principalement de micaschistes à actinote ou à trémolite, épidote et grenat, avec des intercalations nombreuses et plus ou moins importantes de para-amphibolites. Toutes les associations minéralogiques de ces anciens faciès pétrographiques appartenaient aussi à la zone de métamorphisme des Micaschistes supérieurs.

Ainsi, comme dans le niveau de Pont-Canavese, les deux métamorphismes se sont succédés, dans le groupe de Cuorgnè, de façon isozonale; le second ne diffère du premier que par l'intense métasomatose sodique qui l'a accompagné.

Stratigraphie.

L'étude pétrochimique des divers faciès du groupe de Cuorgnè permet d'affirmer qu'antérieurement à tout métamorphisme on avait affaire à une série exclusivement sédimentaire.

Aux schistes argileux qui ont engendré les faciès de micaschistes phylliteux du groupe de Sparone, succédait une série notablement plus siliceuse, moins alumineuse et, toutes proportions gardées, beaucoup plus calco-magnésienne. Ces faciès calco-magnésiens étaient d'ailleurs annoncés, dès le sommet du niveau sous-jacent de Pont-Canavese, par des intercalations marneuses ou calcaires (para-amphibolites de la vallée de la Soana, cipolin de Pont-Canavese, etc...).

Au-dessus de ces faciès avant-coureurs, les faciès calco-magnésiens prennent un développement considérable. La série génératrice du groupe de Cuorgnè devait être en effet constituée pour la plus grande partie par des alternances plus ou moins régulières de schistes gréso-argileux calcarifères ou de grauwackes, et de marnes gréseuses dolomitiques. Les premiers ont été transformés en micaschistes amphiboliques puis ont été ultérieurement recristallisés et glaucophanisés, tandis que les secondes engendraient des para-amphibolites que la glaucophanisation transforma ultérieurement en glaucophanites. Çà et là, des intercalations purement calcaires ont produit les cipolins, alors que les calcaires siliceux pauvres en alumine avec lesquels elles étaient en liaison ont engendré les faciès de micaschistes à diopside. Enfin quelques intercalations de grès plus ou moins arkosiques ont produit des quartzites dans lesquels l'apport sodique s'est individualisé sous forme d'albite et non sous forme de glaucophane.

Glaucophanisation.

Le trait essentiel du groupe de Cuorgnè est sa richesse en glaucophane. Or les faciès à glaucophane sont assez rares à la surface du globe et ils ont été interprétés de façon assez uniforme. En général, il existe une association de micaschistes à glaucophane et de glaucophanites fort analogue à celle que j'ai décrite ci-dessus (Nouvelle-Calédonie, Californie, Corse, etc...) : il est généralement admis que les micaschistes à glaucophane dérivent de sédiments gréso-argileux « contaminés » par la transformation de roches éruptives basiques en glaucophanites. La plupart du temps il est question d'apport sodique mais seulement « autochtone », en ce sens que la soude aurait été remaniée sur place à partir des roches éruptives basiques.

L'étude pétrographique de la série cristallophyllienne Grand Paradis - Sesia-Lanzo conduit à une interprétation très diférente. Je rappellerai avant de l'exposer, les faits observés les plus importants.

1° Il est indiscutable, dans la région étudiée, que l'apparition de la glaucophane est due à un enrichissement en soude. L'étude pétrographique montrant par ailleurs que dans les groupes cristallophylliens sous-jacents au groupe de Cuorgnè il existe un enrichissement en soude non moins net mais se traduisant par la néoformation d'albite, il est impossible de ne pas paralléliser les deux phénomènes (24).

2° Dans les deux cas les modalités de la métasomatose sont d'ailleurs analogues. Dans le groupe des migmatites du Grand Paradis, l'albite se fixe sur les feldspaths originels (albitisation du microcline) puis l'apport sodique dépasse ce cadre dans l'espace et dans le temps (Voir p. 127 et suiv.) en engendrant des phénoblastes d'albite sans liaison aucune avec un feldspath primitif (zones supérieures des embréchites et groupe des gneiss minuti de Sparone). Dans le groupe de Cuorgné, la soude se fixe d'abord sur les

(24) J. Cognè (« Essai sur les schistes cristallins de la Bretagne méridionale ». *C. R. Congrès Soc. Savantes Rennes 1951*) a signalé en même temps que l'auteur (R. Michel [1951 c]) des faits exactement analogues.

amphiboles originelles (glaucophanisation de l'actinote et de la trémolite) et plus tard s'individualise en phénoblastes de glaucophane autonomes.

Il serait même possible, mais peut-être imprudent, de poursuivre le parallèle plus loin en faisant correspondre à l'individualisation massive d'albite dans les embréchites albitiques, intercalées dans les gneiss minuti, l'individualisation massive de glaucophane dans les lits glaucophanitiques intercalés dans les micaschistes à glaucophane.

3° Dans les deux cas, l'apport sodique est nettement post-cinématique, puisque l'albite et la glaucophane ne présentent jamais de traces de déformations mécaniques dans les zones affectées par la cataclase.

La conclusion s'impose d'elle-même: l'albitisation et la glaucophanisation constituent deux expressions différentes d'un même phénomène, la métasomatose sodique, qui semble être apparu tardivement au cours de la seconde phase métamorphique et s'être prolongé assez longtemps après les phases paroxysmales de l'orogénèse alpine. Quant à l'origine de cet apport sodique, il est impossible de la rechercher dans une mobilisation du sodium contenu originellement dans les roches albitisées ou glaucophanisées, ou encore à partir de roches éruptives basiques. D'une part ces dernières sont inexistantes dans la série étudiée; d'autre part les roches originelles (micaschistes phylliteux et micaschistes amphiboliques) étaient à peu près dépourvues de minéraux sodiques ([25]). Force est donc d'admettre que la soude est venue de plus bas.

Dès lors se pose le problème suivant: pour quelles raisons cet apport sodique s'est-il individualisé ici sous forme d'albite et là sous forme de glaucophane?

Il convient de noter que les données de ce problème sont relativement plus simples dans le massif de Sesia-Lanzo qu'en Bretagne (J. Cognè, *op. cit.*), en Corse (H.A. Brouwer et C.G. Egeler [1951], [1952]) ou dans les Schistes lustrés des Alpes ([26]) (Voir 2e partie); dans ces régions, en effet, les faciès à albite et à glaucophane sont étroitement associés dans des horizons dont la position stratigraphique est analogue. Dans la région étudiée au contraire, la glaucophanisation relaye nettement l'albitisation à l'extrême sommet de la série, ce qui simplifie considérablement la question.

La remarque précédente pourrait amener à penser que des conditions physiques de température et de pression différentes ont pu intervenir. A coup sûr, de tels facteurs sont loin d'être déterminants, puisque j'ai signalé l'existence au sein des micaschistes à glaucophane de quartzites *albitiques* (p. 229).

Il convient de remarquer à propos de ces quartzites, que ces roches, seules dans le groupe de Cuorgnè à ne pas contenir de minéraux calco-magnésiens, ont été les seules à ne pas être glaucophanisées mais à être albitisées. Inversement dans le groupe des gneiss minuti de Sparone, on assiste à de timides essais de glaucophanisation uniquement au voisinage du groupe de Cuorgnè et seulement lorsque les faciès sont calco-magnésiens (amphibolites de la Soana, calcschistes de Pont-Canavese).

Ces observations conduisent à se demander si les effets différents de la métasomatose sodique (glaucophanisation et albitisation) ne sont pas plutôt en relation avec une différence dans la composition chimique originelle des roches soumises à l'action de la métasomatose sodique. L'étude pétrographique et pétrochimique qui a précédé fournit une

(25) P. Bearth [1948] est arrivé à des conclusions analogues dans la région du Mont-Rose. Grâce à une étude pétrochimique détaillée, rendue possible par l'existence de zones où l'albitisation est nulle, il a pu montrer à propos des « granites gneissiques » du Mont-Rose, que la « transformation interne » des feldspaths primitifs est ridiculement insuffisante pour expliquer la teneur en albite des mêmes roches dans les zones albitisées.

(26) La question des relations entre les faciès à glaucophane de la série des Schistes lustrés et du groupe de Cuorgné sera examinée ci-après (4e partie).

ANALYSE N°		20	23	24	25	30
GROUPE CRISTALLOPHYLLIEN		Grand Paradis	Gneiss minuti			Cuorgnè
			Pessinetto	Pessinetto	Pont-Canavese	
ROCHE SEDIMENTAIRE		Schiste argileux	Schiste argileux	Schiste argileux calcarifère	Schiste argileux calcarifère	Grauwacke
METAMORPHISME ANCIEN		Micaschiste à 2 micas	Micaschiste à 2 micas	Micaschiste à 2 micas et épidote	Micaschiste à chlorite et muscovite	Micaschiste à actinote
METAMORPHISME RECENT		Micaschiste à 2 micas	Gneiss albitique	Gneiss albitique	Gneiss albitique	Micaschiste à glaucophane
COMPOSITION DE LA ROCHE SEDIMENTAIRE ORIGINELLE	Quartz	31,0	33,0	36,0	30,2	47,0
	Argile	63,1	59,8	56,0	60,5	43,5
	Calcaire	3,0	3,4	7,0	6,6	4,1
	Dolomite	0	0	0	0	3,3
	Minerais	2,9	3,8	1,0	2,7	2,1

TABLEAU I

réponse affirmative car l'albitisation est strictement liée aux faciès des micaschistes phylliteux, autrefois schistes argileux, et la glaucophanisation aux faciès des micaschistes amphiboliques et des amphibolites, autrefois roches pélitiques calco-magnésiennes.

ANALYSE N°		21	28	31
GROUPE CRISTALLOPHYLLIEN		Grand Paradis	Gneiss minuti (Pessinetto)	Cuorgnè
ROCHE SEDIMENTAIRE		Marne dolomitique	Marne	Marne dolomitique
METAMORPHISME ANCIEN		Amphibolite à biotite	Amphibolite feldspathique à biotite	Amphibolite à trémolite
METAMORPHISME RECENT		Amphibolite à biotite et chlorite	Amphibolite albitique	Glaucophanite
COMPOSITION DE LA ROCHE SEDIMENTAIRE ORIGINELLE	Quartz	8,5	7,7	20,5
	Argile	45,7	68,3	43,6
	Calcaire	25,6	15,4	3,2
	Dolomite	10,7	0	32,0
	Minerais	9,5	8,6	0,7

TABLEAU II

Pour concrétiser ces observations, j'ai rassemblé dans les tableaux I et II, les compositions des roches sédimentaires originelles de la série, calculées en pourcentages de poids d'après les analyses chimiques correspondantes.

Le tableau I montre nettement, en ce qui concerne les micaschistes, que seul celui contenant primitivement des minéraux calco-magnésiens a engendré des micaschistes à glaucophane.

Le tableau II concerne les amphibolites et montre aussi la même différence entre l'amphibolite glaucophanisée et l'amphibolite albitisée. On objectera que l'amphibolite du Vallon du Roc (Analyse n° 21) n'a pas été glaucophanisée, bien que calco-magnésienne. Je pourrais faire remarquer que sa composition est tout de même assez différente de celle de l'amphibolite glaucophanisée, ou bien qu'elle se trouvait dans des conditions de gisement très particulières, au sein d'un septum de gneiss albitiques intercalé dans les embréchites. Mais la réponse est beaucoup plus simple: cette amphibolite n'a été ni albitisée, ni glaucophanisée. Le fait n'a rien d'anormal: c'est le propre des séries métasomatiques de renfermer des « septa » où l'apport ne s'est pas manifesté. Le phénomène s'est d'ailleurs produit au sein même du groupe de Cuorgnè; j'ai décrit en effet des lentilles résiduelles d'amphibolites à actinote ou à trémolite non glaucophanisées et qui passent sur leurs bords à des amphibolites progressivement glaucophanisées.

On peut finalement conclure que, dans la région étudiée, un même phénomène, la métasomatose sodique, a produit des effets différents suivant qu'il a affecté des micaschistes phylliteux, qui ont été albitisés et transformés en gneiss albitiques, ou des micaschistes amphiboliques qui ont été glaucophanisés. Cette différence semble essentiellement liée à la composition chimique des roches originelles, les faciès calco-magnésiens ayant été les seuls glaucophanisés, et les faciès quartzo-argileux ayant été seuls albitisés.

V

CONCLUSIONS A L'ÉTUDE DE LA SÉRIE CRISTALLOPHYLLIENNE DES MASSIFS DU GRAND PARADIS ET DE SESIA-LANZO

J'ai résumé les principaux résultats de l'étude pétrographique et géologique à propos de chacun des groupes cristallophylliens que j'ai distingués dans la série des massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo. Je me bornerai donc ici à rappeler ces résultats en les considérant d'un point de vue plus général, non plus à l'échelle du groupe cristallophyllien mais à l'échelle de la série cristallophyllienne tout entière.

Constitution d'ensemble et unité de la série.

Telle qu'elle nous apparaît actuellement, après les vicissitudes de son histoire métamorphique complexe, cette série cristallophyllienne est constituée, de haut en bas, par:

1) les micaschistes à glaucophane du groupe de Cuorgnè, formant la partie médiane du massif de Sesia-Lanzo.

2) les « gneiss minuti » du groupe de Sparone, formant l'auréole périphérique du massif du Grand Paradis et les parties occidentale et orientale du massif de Sesia-Lanzo. La série mésozoïque des Schistes lustrés (Trias, roches vertes, prasinites et calcschistes de la bande de Locana) se trouve pincée en bande synclinale complexe de direction S W - N E dans ces gneiss minuti. Ces derniers comportent par ailleurs deux niveaux superposés: au sommet, les gneiss albitiques de Pont-Canavese à chlorite et à phengite, à la base, les gneiss albitiques de Pessinetto à biotite (chlorobiotite) chlorite et phengite.

3) les embréchites œillées du Grand Paradis, localement granitoïdes (granites d'anatexie locale en gisement stratoïde) et renfermant des septa de gneiss albitiques (gneiss minuti).

4) le granite d'anatexie fondamental des Scalari de Ceresole.

Deux faits importants ressortent de l'étude pétrographique et de l'étude de la répartition des faciès. D'une part, l'existence de passages progressifs entre les quatre groupes cristallophylliens énumérés ci-dessus, montre qu'on a affaire à une série cristallophyllienne unique comportant à la base des migmatites, principalement cantonnées dans le massif du Grand Paradis, et au sommet des ectinites, principalement développées dans le massif de Sesia-Lanzo. D'autre part, le rôle de la bande des Schistes lustrés de Locana

a été fortement exagéré jusqu'ici dans les grandes synthèses tectoniques alpines: en réalité, ces formations mésozoïques ne séparent pas deux domaines lithologiquement et tectoniquement distincts car l'étude pétrographique et tectonique montre que les gneiss minuti constituant soit les septa inclus dans les embréchites œillées, soit l'auréole périphérique du massif du Grand Paradis, soit enfin les bandes occidentale et orientale du massif de Sesia-Lanzo, sont absolument identiques et appartiennent à un même horizon, celui des gneiss de Sparone; la coupe de l'Orco (p. 33) montre même que ces gneiss réapparaissent en position anticlinale (bande de Boschietto) au sein des Schistes lustrés de Locana.

Toutes ces observations permettent d'affirmer que la série cristallophyllienne du massif de Sesia-Lanzo doit être considérée comme la couverture normale d'ectinites du massif migmatitique du Grand Paradis. On peut donc parler d'une *série cristallophyllienne Grand Paradis - Sesia-Lanzo* formant une unité géologique homogène qui, on le verra plus loin, est à rapporter au vieux socle des Alpes.

Polymétamorphisme et zonéographies successives.

Le caractère dominant de cette série cristallophyllienne réside dans le polymétamorphisme qui l'affecte et qui, à lui seul, suffit à lui assigner un âge plus ancien que celui de la série mésozoïque des Schistes lustrés affectée par le seul métamorphisme d'âge alpin.

L'étude pétrographique montre en effet que la série Grand Paradis - Sesia-Lanzo a été soumise à deux métamorphismes successifs, dont le plus récent est le moins intense.

Le métamorphisme ancien est essentiellement caractérisé par la migmatisation calco-sodi-potassique qui a transformé la partie inférieure de la série en embréchites œillées à microcline et oligoclase, passant à la base au granite d'anatexie fondamental. L'étude zonéographique montre que le front des migmatites s'est élevé jusque dans la zone des Micaschistes inférieurs. A l'issue de ce cycle métamorphique, la série cristallophyllienne Grand Paradis - Sesia-Lanzo était constituée de haut en bas de la façon suivante:

— micaschistes amphiboliques et amphibolites à actinote — micaschistes phylliteux à muscovite et chlorite	Zone des Micaschistes supérieurs
— micaschistes phylliteux à muscovite et biotite	: Zone des Micaschistes inférieurs
— embréchites œillées à 2 micas	: Zone des Migmatites
— granite d'anatexie à 2 micas	: Zone des Granites d'Anatexie.

Un fait remarquable dans cette série est l'absence d'anatexites entre le granite d'anatexie et les embréchites. On pourrait invoquer pour expliquer cette absence, les phénomènes de tension et de recristallisation développés au cours de la phase métamorphique ultérieure; mais il est plus simple de penser que cette absence est originelle. Il est d'ailleurs assez fréquent, quoique non constant, que les séries cristallophylliennes où le front de migmatisation est monté au-dessus de la zone des Gneiss soient dépourvues d'anatexites.

Une autre particularité de la série cristallophyllienne ancienne réside dans l'allure spéciale qu'affecte le front des migmatites. Le passage des migmatites aux ectinites n'est ni franc, ni progressif dans l'ensemble: il se fait, pour employer le langage des stratigraphes, par variation latérale des faciès avec interstratifications répétées de biseaux de migmatites au sein des ectinites. J'ai appelé cette disposition particulière « front de migmatisation épibolique » (p. 161).

Le métamorphisme récent qui s'est superposé à ce métamorphisme ancien s'est opéré principalement dans la zone de métamorphisme des Micaschistes supérieurs, n'atteignant la zone de métamorphisme des Micaschistes inférieurs qu'à l'extrême base de la série, dans le groupe du granite d'anatexie. Là seulement en effet on observe des néoformations de biotite. Au-dessus, c'est-à-dire dans la plus grande partie de la série, toutes les paragénèses minérales nouvelles sont caractéristiques de la zone de métamorphisme des Micaschistes supérieurs.

Ce métamorphisme récent se traduit principalement par une recristallisation et une ectinisation plus ou moins poussées des roches préexistantes. Ses effets diffèrent selon les niveaux de l'ancienne série qu'il affecte.

A la base de la série, si on ne tient pas compte de la migmatisation calco-sodi-potassique ancienne, les deux métamorphismes sont isozonaux (Zone des Micaschistes inférieurs). Dans de telles conditions, la rétromorphose des associations minéralogiques anciennes est, logiquement, très faible ou nulle et la recristallisation très peu avancée: on s'en rend parfaitement compte en examinant les septa de micaschistes à deux micas inclus dans le granite d'anatexie des Scalari. Par contre, il est assez inattendu de constater que le granite d'anatexie lui-même n'est pratiquement pas transformé: les textures et la composition minéralogique originelles y sont en effet presque entièrement conservées.

Plus haut, dans les embréchites, le décalage de profondeur entre les deux métamorphismes successifs s'accentue peu à peu. Dans les septa de micaschistes à deux micas inclus dans les embréchites, la recristallisation est plus avancée mais elle n'est encore que partielle: par exemple, la biotite n'est qu'en partie décolorée ou chloritisée. Les paragénèses minérales nouvelles (chlorite, épidote, phengite, etc...) voisinent donc avec des minéraux résiduels, qui sont de moins en moins abondants au fur et à mesure qu'on s'élève dans la série. Quant aux embréchites, elles subissent les mêmes modifications; mais, bien que les textures œillées soient généralement conservées, les phénomènes de recristallisation sont, au moins en apparence, plus marqués que dans les micaschistes: ceci tient à ce que les embréchites renferment des feldspaths, minéraux qui paraissent particulièrement sensibles à la rétromorphose: dès la base des embréchites on constate en effet que le microcline est très corrodé et que le plagioclase est complètement saussuritisé.

Au-dessus du front des migmatites, à la base du groupe des gneiss minuti, les deux métamorphismes successifs sont hétérozonaux au maximum et la rétromorphose est magnifiquement développée, tandis que la recristallisation sous tension (ectinisation) devient générale; les minéraux résiduels sont peu abondants: seule la biotite est encore plus ou moins reconnaissable. Plus haut encore, dans l'ancienne zone des Micaschistes supérieurs, les deux métamorphismes redeviennent isozonaux et le polymétamorphisme se traduit seulement par une recristallisation généralisée; les minéraux résiduels sont très rares (grenat, diopside, actinote ou trémolite).

Métasomatose sodique.

Il est hors de doute que tous ces phénomènes se seraient accomplis sans changement notable de la composition chimique originelle, ainsi que j'ai pu le montrer pour les embréchites, s'il ne s'était superposé au métamorphisme récent des phénomènes métasomatiques importants.

Cette métasomatose se traduit par un apport sodique, probablement de nature hydrothermal, qui semble avoir exercé ses effets à la fin du cycle métamorphique récent. Nul ou fort peu important à la base de l'ancienne série, cet apport sodique s'intensifie de plus en plus au fur et à mesure qu'on s'élève dans la série. Déja dans les zones supérieures des embréchites, il est largement développé, mais c'est au-dessus, dans les ectinites, qu'il prend son extension la plus grande, tout en se présentant sous deux faciès fort différents. Dans la moitié inférieure des ectinites il se traduit par une intense albitisation qui transforme les micaschistes phylliteux de l'ancienne série en gneiss albitiques (gneiss minuti du groupe de Sparone) et localement même en embréchites albitiques; dans ce dernier cas on peut parler d'une véritable migmatisation sodique récente, qui s'oppose à la migmatisation calco-sodi-potassique ancienne. Dans la moitié supérieure des ectinites, l'apport sodique se traduit non par une albitisation mais par une intense glaucophanisation qui transforme les micaschistes amphiboliques et les amphibolites de l'ancienne série respectivement en micaschistes à glaucophane et en glaucophanites (Groupe de Cuorgnè). On a vu que l'existence de ces deux faciès de la métasomatose sodique peut s'expliquer par une différence dans la composition originelle des roches métamorphisées.

Stratigraphie.

La reconstitution de la série stratigraphique primitive est rendue possible par l'étude pétrochimique des divers faciès.

L'étude des septa inclus dans les migmatites du Grand Paradis et épargnés par la migmatisation calco-sodi-potassique liée à la phase métamorphique ancienne (et parfois préservés aussi des effets de la métasomatose sodique récente), montre qu'il s'agissait originellement de schistes argileux formant une série vraisemblablement très monotone, sauf vers le Sud Ouest où apparaissent des intercalations franchement gréseuses ayant engendré des quartzites. Ces faciès de schistes argileux se prolongent, au-dessus de l'ancien front de migmatisation, dans le groupe des gneiss minuti de Sparone, mais on y rencontre localement des intercalations marneuses transformées en para-amphibolites et des intercalations gréseuses particulièrement développées dans la partie sud ouest de la région étudiée. Au sommet de ces assises principalement pélitiques, les horizons marneux ou même franchement calcaires se développent et annoncent un changement dans le régime de la sédimentation. Cette dernière devient en effet franchement calco-magnésienne et tout le sommet de la série (Groupe de Cuorgnè) est constitué par des alternances de grès argilo-dolomitiques et de marnes dolomitiques qui seront transformés en micaschistes à actinote et en amphibolites, puis, au cours de la phase métamorphique récente, en faciès glaucophaniques sous l'influence de la métasomatose sodique.

Au total, on peut affirmer que, contrairement aux opinions reçues (H.P. Cornelius [1921, 1936]; G.B. Dal Piaz [1938, 1939], A. Amstutz [1951 c]), la série cristallophyllienne Grand Paradis - Sesia-Lanzo provient du polymétamorphisme rétrograde d'une série constituée en presque totalité par des faciès sédimentaires.

Le tableau III coordonne schématiquement ces diverses conclusions.

<table>
<tr><th rowspan="2">GROUPES CRISTALLOPHYLLIENS</th><th colspan="2" rowspan="2"></th><th colspan="4">METAMORPHISME ANCIEN</th><th colspan="4">METAMORPHISME RECENT</th><th rowspan="2">STATI-GRAPHIE</th></tr>
<tr><th colspan="2">Faciès dominants</th><th colspan="2">Zones</th><th colspan="2">Faciès dominants</th><th colspan="2">Zones</th></tr>
<tr><td colspan="3">Groupe de Cuorgnè</td><td colspan="2">Micaschistes amphiboliques et amphibolites</td><td colspan="2" rowspan="2">Zone des Micaschistes supérieurs</td><td colspan="2">Micaschistes à glaucophane et glaucophanites</td><td colspan="2" rowspan="3">Zone des Micaschistes supérieurs</td><td>Série calco-magnésienne</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Groupe de Sparone</td><td>Niveau de Pont-Canavese</td><td colspan="2">Micaschistes phylliteux à chlorite</td><td colspan="2">Gneiss albitiques à chlorite</td><td rowspan="2">Série pélitique</td></tr>
<tr><td>Niveau de Pessinetto</td><td colspan="2">Micaschistes phylliteux à 2 micas</td><td colspan="2">Zone des Micaschistes inférieurs</td><td colspan="2">Gneiss albitiques à chlorobiotite</td></tr>
<tr><td colspan="3">Groupe du Grand Paradis</td><td colspan="4">Front des migmatites</td><td colspan="2">Embréchites rétro-morphosées</td><td colspan="2"></td></tr>
<tr><td colspan="3">Groupe des Scalari de Ceresole</td><td colspan="2">Embréchites œillées</td><td colspan="2">Zone des Migmatites</td><td colspan="2">Granite à 2 micas recristallisé</td><td colspan="2">Zone des Micaschistes inférieurs</td><td></td></tr>
<tr><td colspan="3"></td><td colspan="2">Granite à 2 micas</td><td colspan="2">Zone des Granites d'anatexie</td><td colspan="4"></td></tr>
</table>

TABLEAU III

QUATRIEME PARTIE

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Quatrième Partie

CONCLUSIONS GENERALES

Sommaire

I — Histoire géologique de la région étudiée.

A — Rappel des résultats fournis par l'étude géologique, pétrographique et zonéographique.

1 — Caractères de la série cristallophyllienne alpine des Schistes lustrés.

2 — Caractères de la série cristallophyllienne antéalpine Grand Paradis Sesia-Lanzo.

3 — Résumé.

B — Conséquences stratigraphiques, paléogéographiques et tectoniques.

1 — L'âge des métamorphismes.

2 — La discordance hercynienne et le géosynclinal piémontais.

3 — L'architecture de la région et l'orogénèse alpine.

C — Vue d'ensemble sur la zonéographie de la zone pennique.

II — Caractères généraux du métamorphisme.

A — Polymétamorphisme et rétromorphose.

B — Métasomatose.

C — Métasomatose et rétromorphose.

I

HISTOIRE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION ÉTUDIÉE

Plusieurs chapitres de conclusions partielles, échelonnées au cours de ce mémoire, me permettront d'être bref dans cette quatrième partie réservée aux conclusions générales. Je subdiviserai ces dernières en deux chapitres. Dans le premier, après avoir rappelé succintement les principaux résultats apportés par l'étude géologique, pétrographique et zonéographique qui précède, je dégagerai les conséquences qui en découlent au point de vue stratigraphique, paléogéographique et tectonique. Dans le second chapitre, me plaçant sur un plan plus général, je mettrai en relief les caractères généraux du métamorphisme en ce qui concerne la rétromorphose et la métasomatose sodique.

A. — RAPPEL DES RESULTATS FOURNIS PAR L'ETUDE GEOLOGIQUE PETROGRAPHIQUE ET ZONEOGRAPHIQUE

Cette étude montre, et c'est là à mon avis le résultat le plus important, que le complexe métamorphique des Alpes Graies est constitué par deux séries cristallophylliennes superposées: la série cristallophyllienne des Schistes lustrés, dont l'âge mésozoïque est bien établi et qui forme la série proprement alpine, caractérisée par son monométamorphisme, repose, bien que décollée vers l'Ouest et vers l'Est par les mouvements tectoniques, sur un socle cristallophyllien plus ancien, constitué par la série cristallophyllienne Grand Paradis - Sesia-Lanzo. En effet, l'étude pétrographique démontre que ce vieux socle est polymétamorphique, affecté qu'il a été à deux reprises par le métamorphisme régional, la seconde phase correspondant à l'empreinte du métamorphisme d'âge alpin, moins intense que la phase métamorphique antérieure dont l'âge sera discuté plus loin et que nous pouvons qualifier pour l'instant d'antéalpine.

1. — Caractères de la série cristallophyllienne alpine des Schistes lustrés.

a) Stratigraphie.

La série sédimentaire génératrice des Schistes lustrés débute par un Trias différencié mais très réduit, qui n'existe que sur la bordure occidentale du massif du Grand Paradis. Vers l'Est, ce Trias devient localement conglomératique alors que les termes de base sont

régulièrement absents. Enfin, sur la bordure orientale du Grand Paradis, il n'existe plus aucune trace de Trias. On ne peut admettre que partout ce Trias ait été systématiquement laminé et les phénomènes décrits correspondent plutôt à une transgression typique.

Vers l'Ouest, au-dessus du Trias, la série passait progressivement à des calcaires légèrement argileux dans lesquels il est impossible actuellement, après métamorphisme, de tracer la limite entre le Trias supérieur et le Lias inférieur. Au-dessus, les faciès devenaient graduellement plus profonds et ils devaient être représentés par des schistes argileux plus ou moins calcifères et plus ou moins gréseux, le tout formant de nombreuses et fines alternances. Plus à l'Est, par exemple dans l'axe Nord Sud du massif du Grand Paradis, la série mésozoïque débutait directement sur le vieux socle, sans l'intermédiaire de Trias différencié, par des marnes et des marno-calcaires plus ou moins gréseux, passant latéralement aux schistes argileux dont il vient d'être question. Vers le haut cette série marneuse passait aussi, par intrication des faciès, aux schistes argilo-calcaires constituant la partie supérieure de la série sédimentaire, laquelle se prolongeait peut-être jusque dans le Tertiaire inférieur.

Au total, il s'agit d'une série très épaisse, à faciès de plus en plus profonds, qui a dû se déposer dans une fosse en voie d'enfoncement constant à partir du Trias supérieur.

Au cours de cette sédimentation, de type géosynclinal, des intrusions de roches basiques (gabbros) et surtout de roches ultrabasiques (péridotites, pyroxénites) se sont mises en place dans la série sédimentaire, très probablement sous forme de gisements laccolitiques. L'étude pétrographique de ces roches montre en effet que, dans la région étudiée, il s'agit uniquement d'appareils de profondeur ou de semi-profondeur, à l'exclusion de venues effusives et de tufs. L'interprétation d'E. Argand [1934, p. 186] selon laquelle le magma originel de ces roches a eu « pour site premier le sima sous-continental devenu, par l'effet des distensions qui ont inauguré le cycle (orogénique), un magma sous-géosynclinal », a paru longtemps très plausible. Cependant il est possible de penser, d'après les conceptions récentes de R.W. Van Bemmelen (1). que le magma des roches basiques et ultrabasiques géosynclinales alpines, ne proviendrait pas de la différenciation par gravité d'un magma basaltique fondamental; il s'agirait plutôt d'un magma palingénique engendré, par concentration d'éléments ferro-magnésiens, au cours de la montée, au sein de la croute sialique et du complexe cristallophyllien de base, d'un front cafémique régional précédant un front de granitisation.

b) Métamorphisme et zonéographie.

Le métamorphisme alpin a transformé tardivement et rapidement cette série sédimentaire en ectinites qui peuvent être rangées uniformément dans la zone des Micaschistes supérieurs.

La série triasique est peu modifiée, les paragénèses de néoformation étant à peu près identiques aux minéraux originels. Cependant, les faciès impurs deviennent phylliteux (quartzites, cargneules, marbres dolomitiques, à phengite et chlorite).

Au-dessus, les faciès marneux et argileux sont transformés en micaschistes à actinote, micaschistes à épidote, chloritoschistes, amphiboloschistes, etc..., alors que les faciès schisteux calcaro-argileux engendrent des micaschistes ou des séricitoschistes à phengite, chlorite et épidote. Partout on constate, dans la moitié inférieure de la série mésozoïque, la présence de silicates calciques (épidote, actinote) indiquant que dans ces zones de

(1) R.-W. Van Bemmelen (1950): On the origin of igneous rocks in Indonesia. *Geol. en Mijnbouw*, 12, p. 207-220.

métamorphisme relativement profondes la chaux est entrée en réaction avec les silicates. Au contraire dans la partie supérieure de la série, ce sont les micaschistes à calcite et phengite qui prédominent: dans cette zone du métamorphisme, relativement superficielle, la chaux n'a pas réagi avec les silicates et a recristallisé banalement sous forme de calcite.

A cette ectinisation, s'est superposée une métasomatose sodique à quoi sont dus les faciès albitiques de la série. Les séricitoschistes, les calcschistes sont transformés en gneiss albitiques (gneiss du Charbonnel); au cours de cette albitisation, les calcschistes sont appauvris en chaux et en magnésie. Les amphiboloschistes, les chloritoschistes, les amphibolites sont transformés, le plus souvent par albitisation, plus rarement par glaucophanisation, en prasinites; ces dernières sont donc, dans l'immense majorité des cas, des roches d'origine sédimentaire.

Cette métasomatose sodique est très intense dans la partie inférieure de la série des Schistes lustrés, où elle détermine de grandes masses prasinitiques associées à de puissantes intercalations de gneiss albitiques du Charbonnel et où les assises non albitisées sont extrêmement rares. Le sommet de ces niveaux métasomatiques correspond typiquement à un front de métasomatose sodique d'étendue régionale. Dans la partie moyenne de la série, l'albitisation devient sporadique et on voit des lentilles de prasinites ou de gneiss albitiques flotter en gisement stratoïde dans les micaschistes à chlorite et à actinote ou dans les calcschistes; l'étude pétrographique montre que ces zones privilégiées, albitisées au-dessus du front de métasomatose, ont été le siège d'une cataclase relativement intense qui semble les avoir rendues perméables à l'imbibition sodique. Enfin la métasomatose sodique cesse totalement de faire ressentir ses effets dans la partie supérieure de la série des Schistes lustrés.

L'étude pétrographique démontre de façon indiscutable que les minéraux qui doivent leur origine à ces phénomènes métasomatiques (glaucophane, albite) sont absolument indemnes de cataclase. Cette métasomatose s'est donc opérée après les mouvements tectoniques; comme elle a accompagné et suivi de très près l'ectinisation, cette dernière est donc en partie très vraisemblablement postérieure à la mise en place de la nappe des Schistes lustrés.

En conclusion, le métamorphisme alpin de la série mésozoïque s'est opéré tardivement dans les niveaux élevés de la zone des Micaschistes supérieurs et il s'est achevé rapidement. Il est en outre caractérisé par une métasomatose sodique particulièrement intense dans la partie inférieure de la série.

Quant aux roches éruptives basiques et ultrabasiques, intrusives dans la série sédimentaire, le métamorphisme alpin les a transformées en « roches vertes » (*s. str.*) représentées principalement par des serpentines et accessoirement par des paragabbros (2) et des ortho-prasinites. La transformation des roches ultrabasiques en serpentines est d'autant plus complète que les gisements sont moins étendus: dans les massifs les plus importants (Lanzo), plus des trois quarts sont encore à l'état de pyroxénites ou de péridotites, la serpentinisation étant localisée dans les bordures; dans les massifs de dimensions moyennes, il subsiste parfois de nombreux résidus d'olivine et de pyroxène et parfois même des lentilles de pyroxénites ou de péridotites (Locana, Bonneval, Balma, Monte Rosso); seuls les petits gisements sont entièrement transformés en serpentines. Il n'existe par ailleurs

(2) Au sens d'A. Lacroix (1920), *C.R.A.S.*, 170, p. 685.

aucune liaison génétique entre les faciès albitiques d'origine sédimentaire et les intrusions de roches basiques ou ultra-basiques, à l'exception de quelques cas très rares (Tranbesere) où la soude des plagioclases d'un gabbro a diffusé, de façon prétectonique, d'ailleurs, dans les calcschistes encaissants, en formant une auréole de quelques décimètres d'épaisseur seulement. La très large diffusion de la soude, nettement post-tectonique, dans les faciès albitisés de la partie inférieure de la série des Schistes lustrés, ne peut donc être imputée, comme on l'a dit bien souvent (Voir par exemple: E. Argand [1934, p. 162]) aux roches vertes. Au surplus, les péridotites et les pyroxénites, d'où dérive la grande masse des roches vertes, sont, comme on le sait, des roches extrêmement pauvres en alcalis.

2. — Caractères de la série cristallophyllienne antéalpine Grand Paradis - Sesia-Lanzo.

Le principal résultat de l'étude pétrographique consiste dans le fait que cette série est entièrement polymétamorphique et, en grande partie, rétromorphosée. Elle a subi en effet deux métamorphismes successifs, le plus récent étant nettement moins « profond » que le premier.

a) Métamorphisme récent.

Il s'agit de toute évidence du métamorphisme d'âge alpin. En effet, d'une part, toutes les paragénèses minérales de rétromorphose ou de néoformation appartiennent, comme les paragénèses de la série des Schistes lustrés, à la zone de métamorphisme des Micaschistes supérieurs, sauf à l'extrême base de la série où l'apparition de biotite de néoformation permet de penser qu'on passe à ce niveau à la zone de métamorphisme alpin des Micaschistes inférieurs. D'autre part, on retrouve dans cette série cristallophyllienne toutes les manifestations de la métasomatose sodique (albitisation, glaucophanisation) avec les mêmes caractères et un développement plus grandiose encore que dans la série des Schistes lustrés; en particulier l'albite et la glaucophane secondaires y sont encore de cristallisation constamment post-tectonique.

J'ai décrit en détail tout au long de la troisième partie de ce mémoire et j'ai résumé (3e partie, chap. V) les répercussions minéralogiques, structurales et zonéographiques de cette reprise, par le métamorphisme alpin, de la série cristallophyllienne Grand Paradis - Sesia-Lanzo. Je les rappellerai d'ailleurs plus loin dans le chapitre consacré à l'étude des caractères généraux du métamorphisme (p. 272-274).

b) Stratigraphie — Métamorphisme ancien — Zonéographie ancienne.

Par contre, il me paraît important de souligner à nouveau que l'étude de ce vieux socle cristallophyllien permet de retracer de façon assez complète son histoire, antérieurement à l'action du métamorphisme d'âge alpin.

On peut tout d'abord se rendre compte que la série sédimentaire originelle était fort monotone et constituée en majeure partie par d'épais empilements de schistes argileux, avec de très rares intercalations marneuses et, vers le Sud Ouest de la région actuelle, des intercalations gréseuses plus importantes. Ce n'est que vers le sommet de la série que ces faciès cédaient la place à des alternances de marnes dolomitiques et de grès argilo-dolomitiques. Quant aux roches éruptives, elles étaient pratiquement inexistantes dans cette série.

Le métamorphisme ancien qui a transformé cette série, principalement pélitique, puis calco-magnésienne dans sa partie terminale, a été essentiellement caractérisé par la montée d'un front de migmatisation calco-sodi-potassique jusque dans la zone des Micaschistes inférieurs. Au-dessous de ce front de migmatisation, la série cristallophyllienne comportait principalement des embréchites œillées passant vers le bas au granite d'anatexie fondamental. Au-dessus du front de migmatisation, les migmatites passaient, par « intrications des faciès » (front de migmatisation épibolique) à des ectinites normales représentées par des micaschistes phylliteux dérivant des schistes argileux et comportant à la base des micaschistes à deux micas (Zone des Micaschistes inférieurs), au sommet des micaschistes à muscovite et chlorite (Zone des Micaschistes supérieurs); ces micaschistes phylliteux étaient surmontés par des micaschistes à actinote et des amphibolites (Zone des Micaschistes supérieurs) provenant de la transformation des grès argilo-dolomitiques et des marnes dolomitiques.

c) Unité de la série.

Ces schistes cristallins anciens ont été plus ou moins modifiés par le métamorphisme d'âge alpin. Tous ont subi une recristallisation d'autant plus complète qu'on a affaire à des termes plus élevés de l'ancienne série cristallophyllienne; dans les embréchites et dans les micaschistes à deux micas sus-jacents, les structures et les textures résiduelles sont encore abondamment développées, alors qu'elles s'estompent vers le sommet de la série (niveau de Pont-Canavese du groupe des gneiss minuti de Sparone et, au-dessus, groupe de Cuorgnè); de plus la mésatomatose sodique d'âge alpin récent a envahi toute la série et tout particulièrement les ectinites, transformées en gneiss albitiques (anciens micaschistes phylliteux du groupe de Sparone) ou en micaschistes à glaucophane et glaucophanites (anciens micaschistes à amphibole et amphibolites du groupe de Cuorgnè).

Néanmoins, en dépit de ces phénomènes de polymétamorphisme, de rétromorphose et de métasomatose, les divers termes de l'ancienne série cristallophyllienne sont encore bien reconnaissables actuellement. C'est ainsi qu'on se rend parfaitement compte que le massif du Grand Paradis est principalement constitué par les anciennes migmatites et le massif de Sesia-Lanzo par les anciennes ectinites: d'où la notion, encore en faveur aujourd'hui, de deux séries foncièrement distinctes, l'une constituée par des « orthogneiss » provenant du métamorphisme d'intrusions granitiques (Grand Paradis) et l'autre par des gneiss représentant l'ancienne couverture sédimentaire de ces intrusions (Sesia-Lanzo). L'étude pétrographique, qui montre le passage progressif des migmatites du Grand Paradis aux ectinites de Sesia-Lanzo et l'identité lithologique des gneiss minuti de l'auréole périphérique du Grand Paradis et de ceux de la partie occidentale de Sesia-Lanzo, comme l'étude zonéographique, qui conduit à considérer les ectinites de Sesia-Lanzo comme la couverture normale des migmatites du Grand Paradis, nous ont appris au contraire qu'il s'agit d'une seule et même série cristallophyllienne. En outre, s'il est vrai qu'on peut distinguer la vaste coupole périanticlinale très régulière des migmatites du Grand Paradis et le régime isoclinal avec écaillage qui affecte les ectinites de Sesia-Lanzo, ces divergences s'expliquent fort bien si l'on considère la grande différence de nature des matériaux soumis aux efforts orogéniques alpins. Si on ajoute alors le fait que la bande des Schistes lustrés de Locana n'a jamais été que dans l'imagination des tectoniciens suisses le « synclinal des racines de la nappe des Schistes lustrés », il devient indiscutable qu'on n'a pas affaire à deux unités tectoniques différentes dont l'une serait inférieure (Grand Paradis) et devrait être

rattachée à la nappe du Mont-Rose, et l'autre serait supérieure (Sesia-Lanzo) et devrait être rapportée à la nappe de la Dent-Blanche.

Dans la région étudiée, les schistes cristallins du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo forment, lithologiquement, zonéographiquement et tectoniquement, une série cristallophyllienne unique et indivisible, en dépit de toutes les vicissitudes de son évolution géologique.

3. — Résumé.

Le complexe cristallophyllien des Alpes Craies comporte en définitive:

— à la base, une *série cristallophyllienne antéalpine,* qui dérive d'une vieille série sédimentaire à faciès géosynclinal et qui était constituée par des Migmatites surmontées de Micaschistes inférieurs et supérieurs. Cette série forme encore, après l'orogénèse et le métamorphisme alpins qui ne l'ont pas modifiée outre mesure, un ensemble homogène et continu dans lequel les schistes cristallins du massif de Sesia-Lanzo représentent la couverture normale d'ectinites du massif migmatitique du Grand Paradis.

— au sommet, une *série cristallophyllienne alpine* ou série des Schistes lustrés qui dérive d'une série sédimentaire principalement mésozoïque et à faciès géosynclinal, et qui est constituée à sa partie inférieure par des ectinites métasomatiques, à sa partie supérieure par des ectinites normales, le tout appartenant uniformément à la zone de métamorphisme des Micaschistes supérieurs.

B. — CONSEQUENCES STRATIGRAPHIQUES, PALEOGEOGRAPHIQUES ET TECTONIQUES

1. — L'âge des métamorphismes.

Cette question qui est d'ordinaire assez complexe, surtout lorsqu'on ne possède pas, comme c'est le cas dans la région étudiée, de termes de passage entre les schistes cristallins et les sédiments non métamorphiques, se complique ici par le fait que la série cristallophyllienne ancienne a été affectée à deux reprises par le métamorphisme général. Je crois donc plus simple de sérier la question et d'examiner séparément l'âge du métamorphisme de la série des Schistes lustrés et celui du métamorphisme de la série ancienne.

a) Série des Schistes lustrés.

L'étude de la série cristallophyllienne des Schistes lustrés ne fournit aucun renseignement stratigraphique précis pour fixer l'âge du métamorphisme alpin. Le seul point de repère est donné par l'albitisation des calcaires dolomitiques triasiques, mais on ne peut en tirer beaucoup de renseignements utiles.

Par contre l'étude pétrographique montre clairement que la métasomatose sodique qui a envahi la moitié inférieure de cette série est nettement post-tectonique, l'albite et la glaucophane secondaires étant indemnes de toute trace de cataclase (3), sauf en quelques points très rares et bien localisés où on peut mettre en évidence l'existence de « plissements secondaires » responsables de la cataclase.

Comme cette métasomatose est indiscutablement liée, au moins à son début, à l'ectinisation, on est obligé d'admettre que le métamorphisme alpin a été très tardif et qu'il s'est achevé après la mise en place et l'écoulement de la nappe des Schistes lustrés. F. Ellenberger [1952] a pu préciser, dans le secteur tout voisin de la Vanoise et en s'appuyant sur des arguments très précis qui ne peuvent malheureusement pas être invoqués dans la région étudiée où tous les faciès sont uniformément métamorphiques, que le métamorphisme alpin avait débuté au plus tôt à l'Eocène supérieur et s'était achevé au Stampien. Il est extrêmement intéressant de constater que ce géologue aboutit en outre à la conclusion que la fin de la phase métamorphique alpine est post-orogénique. L'étude pétrographique me conduisant, comme je viens de le rappeler, à un résultat identique, on peut penser que le métamorphisme alpin s'est achevé dans la région étudiée à la même époque que dans la Vanoise.

b) Série cristallophyllienne Grand Paradis - Sesia-Lanzo.

Il y a lieu de remarquer tout d'abord que le métamorphisme alpin a indiscutablement atteint, en le rétromorphosant, le socle cristallophyllien de la série des Schistes lustrés, c'est-à-dire la série Grand Paradis - Sesia-Lanzo.

Logiquement, la désignation d'un âge qualifiant une roche ou une série métamorphiques doit se rapporter à l'âge du métamorphisme et non à celui de l'époque de formation des matériaux qui ont été métamorphisés (4). En toute rigueur, les gneiss des massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo, tels que nous pouvons les considérer aujourd'hui, sont donc des gneiss d'âge alpin et, dans ce sens particulier, je suis d'accord sur ce point avec M. Reinhard [1935] et avec R. Perrin et M. Roubault [1947]. Cependant j'estime que les stratigraphes, en particulier, qualifieraient de solution de paresse celle qui consisterait, pour le pétrographe appliquant rigidement le principe ci-dessus, à s'en tenir à une telle conclusion. C'est ainsi qu'une carte de la région étudiée qui représenterait seulement les zones d'isométamorphisme alpines, ne comporterait uniformément que des Micaschistes supérieurs, puisque d'une part les Schistes lustrés appartiennent à cette zone de métamorphisme et que d'autre part les gneiss du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo ont été repris par le métamorphisme alpin dans cette même zone des Micaschistes supérieurs; seule la partie centrale du massif du Grand Paradis (Granite d'anatexie des Scalari) correspondrait au sommet de la zone d'isométamorphisme sous-jacente, celle des Micaschistes inférieurs. Le procédé serait un peu trop simpliste et le but du géologue, quelle que soit sa spécialité, est autre, puisqu'il doit tenter de déchiffrer le passé le plus lointain des formations qu'il étudie. C'est ce que j'ai tenté de faire pour la série cristallophyllienne des massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo qui, bien que reprise par le métamorphisme tertiaire, montre, dans les textures, les structures et même dans les paragénèses minérales de tous ses faciès, des traces indiscutables d'un

(3) H.-P. Cornelius [1930] a été le premier à reconnaître ce point important en ce qui concerne l'albite.
(4) E. Wenck [1948] a rappelé récemment ce principe et a précisé que des expressions telles que « marbres triasiques », dont l'emploi est courant dans la littérature géologique alpine, sont incorrectes: le sédiment originel n'a pas été marmorisé au Trias, la calcite et la dolomite qui constituent maintenant de tels marbres ayant complètement recristallisé sous l'influence du métamorphisme alpin, beaucoup plus récent que le Trias.

métamorphisme plus ancien. Il me reste maintenant à essayer de préciser l'âge du premier métamorphisme de cette série.

La limite supérieure de cet âge est indiquée par le repère stratigraphique fourni par le Trias de la base de la série des Schistes lustrés. Stratigraphiquement parlant, la série cristallophyllienne Grand Paradis - Sesia-Lanzo, est donc constituée de schistes cristallins antétriasiques. Beaucoup d'auteurs, comme V. Novarese par exemple (Voir les légendes des feuilles Gran Paradiso, Ivrea, etc. de la carte géologique d'Italie au 1/100000) en sont restés à cette prudente détermination. D'autres, comme M. Bertrand, P. Termier, E. Argand et surtout S. Franchi sont allés plus avant: en s'appuyant sur l'existence d'un soi-disant passage insensible des quartzites triasiques de base des Schistes lustrés aux gneiss sous-jacents, ils ont pensé que l'ensemble constituait une série continue et ont attribué un âge permo-carbonifère à ces gneiss. Le prétendu passage latéral entre le Permo-houiller non métamorphique de la zone briançonnaise et les gneiss œillés du Grand Paradis avaient conduit en outre M. Bertrand [1894, 1897] et P. Termier [1901] à penser que ces gneiss représentaient le terme métamorphique ultime, très « feldspathisé », du Permo-houiller briançonnais. Stratigraphie et pétrographie semblaient donc s'accorder pour faire admettre l'âge permo-carbonifère des gneiss de la partie supérieure de la série du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo, dont les horizons plus profonds auraient eu un âge plus ancien.

J'ai montré plus haut que le passage vertical des quartzites triasiques aux gneiss de la série Grand Paradis - Sesia-Lanzo est insoutenable, puisque les premiers appartiennent à la zone des Micaschistes supérieurs et sont monométamorphiques, alors que les seconds appartiennent à la zone des Micaschistes inférieurs et sont polymétamorphiques. Quant au passage latéral du Permo-houiller briançonnais non métamorphique aux gneiss œillés du Grand Paradis, il n'a jamais été démontré et, comme on va le voir ci-après, il est impossible de l'admettre.

En effet, et c'est là le seul argument que l'étude pétrographique et zonéographique du complexe cristallophyllien des Alpes Graies fournisse au géologue, tous les faciès du Permo-houiller, rigoureusement datés, de la zone interne des Alpes occidentales ne portent la trace que du seul métamorphisme d'âge alpin. C'est ainsi que le Permo-houiller de la Vanoise ne présente jamais de signes de polymétamorphisme ou de rétromorphose: seules, des traces très limitées d'un métamorphisme de contact d'âge permo-houiller, au voisinage de roches éruptives intrusives, actuellement à l'état d'orthogneiss, sont reconnaissables sur le bord interne de la zone houillère briançonnaise (F. Ellenberger, [1950 a]). On peut tenir pour certain que le Permo-houiller de la zone interne des Alpes occidentales n'a subi qu'un seul métamorphisme général: le métamorphisme d'âge alpin (5).

On en déduit immédiatement que les formations rétromorphosées ou polymétamorphiques sous-jacentes à la série des Schistes lustrés qui ont subi le métamorphisme général d'âge alpin et un autre métamorphisme général antérieur, sont forcément plus anciennes que le Houiller. Plus exactement, le premier métamorphisme général qui les a affectées est d'âge antéhouiller. Or le Houiller productif de la zone interne des Alpes occidentales a livré, dans la zone houillère briançonnaise, plusieurs flores fossiles caractérisant le Westphalien supérieur et même le Westphalien inférieur (Namu-

(5) Je signale à ce propos qu'une étude pétrographique rapide de quelques échantillons de Carbonifère, recueillis dans la moitié orientale de la zone houillère briançonnaise, entre Saint-Michel de Maurienne et Modane (environs de la Praz), montrent du quartz et de la phengite nettement recristallisés: il s'agit déjà là de véritables schistes cristallins dus au métamorphisme général alpin.

rien), récemment découvert par R. Feys dans la vallée de la Guisane ([6]). *On peut donc penser que le métamorphisme général en question est d'âge anténamurien.*

Toute précision supplémentaire est interdite pour fixer l'âge exact de ce métamorphisme anténamurien et, a fortiori, l'âge de la série sédimentaire métamorphisée, bien qu'il soit cependant très vraisemblable que ce métamorphisme est lié à l'orogénèse hercynienne. Mais il est déjà très important de posséder désormais un argument positif et solide pour attribuer un âge anténamurien à la série cristallophyllienne Grand Paradis - Sesia-Lanzo: jusqu'à présent en effet cet âge « antéhouiller » était seulement pressenti (Voir par exemple: M. Gignoux [1951]) mais non prouvé. J'irai même plus loin en disant que dorénavant, dans la zone interne des Alpes occidentales, le fait pour une formation cristallophyllienne d'être polymétamorphique ou rétromorphosée, peut être considéré comme un critère sûr pour lui attribuer un âge antéhouiller.

Quelques auteurs ont tendance, sans aucune preuve d'ailleurs, à dater le vienx socle cristallophyllien des Alpes occidentales du Paléozoïque ancien voire même de l'Antécambrien (Voir par exemple: H.P. Cornelius [1925], G.B. Dal Piaz [1938, 1939]). Il est intéressant de signaler à ce sujet que P. et C. Bordet viennent tout récemment de démontrer ([7]), grâce à la découverte d'une flore d'âge dinantien ou westphalien indéterminé ([8]), que la série cristallophyllienne du massif de Belledonne est certainement antéstéphanienne et très probablement d'âge carbonifère inférieur ou moyen.

On ne peut manquer d'être frappé par la convergence des résultats obtenus par ces auteurs pour les massifs cristallins externes, et ceux auxquels je suis parvenu pour les massifs cristallins internes du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo, mais il est encore prématuré d'étendre le même âge carbonifère inférieur à tous les massifs cristallins externes et internes des Alpes occidentales. En tout cas, de tels résultats conduisent à se montrer très sceptique sur la valeur de certaines parallélisations « à grande distance », telles celles de R. Staub [1948] qui a cherché à identifier dans certains massifs cristallins internes des Alpes occidentales les divers termes des séries antécambriennes nordique et indhoue.

2. — La discordance hercynienne et le géosynclinal piémontais.

Les conséquences de l'âge anténamurien de la série cristallophyllienne Grand Paradis - Sesia-Lanzo sont importantes en ce qui concerne la paléogéographie de la région, d'autant plus que les conclusions que je vais formuler à ce sujet peuvent, selon toute vraisemblance, être étendues à une bonne partie sinon à la totalité de la zone pennique.

On est tout d'abord obligé d'admettre qu'une lacune stratigraphique importante a eu lieu dans la région étudiée avant le dépôt de la série sédimentaire mésozoïque. Cette déduction s'accorde parfaitement avec les deux faits suivants, déjà mis en évidence. D'une part, le Trias, constituant la base de la série mésozoïque, présente des caractères transgressifs très nets: complet et puissant à l'Ouest (Briançonnais, Vanoise), il se réduit progressivement vers l'Est où il n'est plus représenté que par son terme supé-

(6) R. Feys (1952): Le Carbonifère sur la rive droite de la Guisane. *B.S.G.F.*, (6), 2, p. 197-213.
(7) P. et C. Bordet (1953): Sur la structure des Massifs cristallins externes des Alpes françaises. *C.R. A.S.*, 236, p. 500-502.
(8) *Id.* (1953): Sur la présence de Carbonifère antéstéphanien dans la série cristallophyllienne de Belledonne (Alpes françaises). *Ibid.*, 236, p. 305-307.

rieur, localement conglomératique d'ailleurs, et où il finit par disparaître complètement (9). D'autre part, cette série mésozoïque s'est déposée sur un socle cristallophyllien profondément érodé: sa base repose en effet sur n'importe quel terme de la série cristallophyllienne anténamurienne, depuis les plus profonds (migmatites) jusqu'aux plus récents (gneiss minuti de Sparone et, peut-être même (voir p. 58), micaschistes à glaucophane de Cuorgnè), Cette disposition, qui ressort très clairement de l'examen de la carte géologique (voir planche hors-texte), serait absolument inexplicable si l'on continuait à admettre l'existence d'une série continue allant de l'Antéhouiller au Mésozoïque et peut-être au Tertiaire ancien: dans ce cas, en effet, la série des Schistes lustrés devrait partout surmonter en concordance le sommet de la série Grand Paradis - Sesia-Lanzo, c'est-à-dire la zone des Micaschistes supérieurs (gneiss albitiques de Pont-Canavese et micaschistes à glaucophane de Cuorgnè). J'ai abondamment démontré dans l'étude pétrographique et zonéographique qui a précédé que tel n'était pas le cas. J'ajouterai que si on persistait à expliquer une telle disposition par des laminages tectoniques, qui existent réellement mais sont toujours très localisés, on serait conduit à admettre la suppression tectonique de plusieurs milliers de mètres de schistes cristallins de la série anténamurienne ce qui est évidemment insoutenable.

L'âge anténamurien de la série cristallophyllienne Grand Paradis - Sesia - Lanzo, amène en outre à penser que la lacune stratigraphique qui sépare les deux séries cristallophyllienne des Alpes Graies, s'est étendue au moins sur le Carbonifère moyen et supérieur (10) et sur le Permien.

Ainsi, comme l'avaient déjà montré, grâce à d'autres arguments, H.P. Cornelius [1925] pour l'ensemble des Alpes et G.B. Dal Piaz [1938] pour la zone pennique, la série mésozoïque de la zone interne alpine repose en discordance stratigraphique sur un vieux socle cristallophyllien. Cette discordance hercynienne n'y est pas aussi bien visible que dans la zone des massifs cristallins externes, car l'orogénèse alpine a supprimé ici tous contacts angulaires entre les deux séries. Cependant, contrairement à ce qu'on a soutenu maintes fois, le métamorphisme alpin n'a nullement oblitéré ou effacé cette discordance hercynienne: comme le montre l'étude pétrographique et zonéographique dont j'ai exposé plus haut les résultats, la série cristallophyllienne mésozoïque, monométamorphique et métamorphisée dans la zone des Micaschistes supérieurs, est très nettement discordante sur la série cristallophyllienne anténamurienne, polymétamorphique et dont l'ancienne zonéographie (Migmatites, Micaschistes inférieurs et supérieurs) est encore nettement visible.

Plusieurs résultats importants au point de vue de l'histoire géologique de la région et très probablement de toute la zone pennique, découlent logiquement de ces conclusions:

1° Pendant le Carbonifère moyen et supérieur et pendant le Permien, la zone des massifs cristallins internes est restée en partie émergée, en partie à l'état de hauts-fonds, et elle a été soumise à une intense érosion. Les matériaux détritiques ainsi produits ont

---

(9) A moins qu'il ne soit représenté, à l'Est du Grand Paradis, par des faciès plus profonds (schistes argilo-calcaires, marnes, etc... ultérieurement transformés en calcschistes et en amphiboloschistes, puis en gneiss albitiques et prasinites).

(10) Dans d'autres secteurs de la zone alpine interne, le Carbonifère moyen et supérieur a pu localement se déposer dans des bassins limniques comparables à ceux du Massif Central et des Vosges (Zone houillère briançonnaise, par exemple). Il serait intéressant à ce sujet d'entreprendre l'étude pétrographique et zonéographique du massif de Dora-Maira où la « zone graphitique de Pignerol », avec ses conglomérats et ses micaschistes graphiteux (V. Novarese et S. Franchi (1894): Appunti geologici e petrografici sui dintorni di Pinerolo, *B.R.C.G.I.* 25, p. 385-421), représente peut-être un de ces bassins houillers entièrement transformé par le métamorphisme d'âge alpin.

comblé des dépressions voisines ou des bassins de subsidence locaux plus ou moins étendus (conglomérats, grès et schistes houillers, Verrucano). Il est même possible que cet état des choses ait persisté pendant le Trias inférieur: l'origine continentale des faciès sableux de la base du Trias, ultérieurement transformés en quartzites, n'est pas à rejeter a priori et a été envisagée à plusieurs reprises (Voir par exemple: H.P. Cornelius [1925], p. 362).

2° Quoi qu'il en soit, on est obligé de renoncer définitivement à la notion classique du « manteau continu de Permo-Houiller à faciès géosynclinal » de la zone interne des Alpes occidentales (P. Termier, E. Argand). On sait que, d'après ces auteurs, ce fameux « manteau continu » aurait constitué avec les formations sous-jacentes et avec la série mésozoïque sus-jacente, une « série compréhensive » allant d'un Antéhouiller indéterminé au Tertiaire ancien. Il est d'ailleurs très curieux qu'une telle notion ait pu subsister aussi longtemps dans la géologie alpine, puisque tout ce que nous savons actuellement du Houiller et du Permien de la zone interne nous conduit à penser qu'il s'agit d'un Permo-houiller continental, comme d'ailleurs dans la zone alpine externe ou dans le Massif Central. La conclusion à laquelle je parviens à ce sujet pour la région du Grand Paradis et qui est très probablement valable pour toute la zone pennique, concorde pleinement avec les résultats des études poursuivies dans la zone houillère briançonnaise par R. Feys et C. Greber ([11]), dont M. Gignoux [1951] a souligné l'importance et la nouveauté.

3° On est conduit d'autre part à revenir à l'idée déjà exprimée depuis longtemps par H.P. Cornelius [1925] et qui n'avait pas reçu un accueil favorable de la part des géologues alpins, à l'exception de G.B. Dal Piaz [1938]: le géosynclinal piémontais n'a commencé à s'individualiser qu'à partir du Trias supérieur. L'invasion de la grande fosse subsidente alpine par les faciès mésozoïques profonds (schistes argileux plus ou moins calcaires et plus ou moins gréseux) n'a débuté en effet qu'à cette époque, succédant aux faciès détritiques (peut-être en partie continentaux) du Trias inférieur et aux faciès lagunaires du Trias moyen. Jusqu'au Trias supérieur, plus ou moins inclus suivant les régions, la zone des massifs cristallins internes, qui va désormais constituer la « corde dorsale » de la fosse pennique, est restée soit à l'état de hauts-fonds, soit à l'état de terres émergées et de plus en plus pénéplanées. Elle constituait alors une sorte de seuil ([12]) qui a provoqué la formation d'un Trias de type briançonnais réduit, de même que le seuil vindélicien du géosynclinal dauphinois a déterminé le dépôt d'un Trias de type germanique réduit. La comparaison entre l'avant-fosse alpine (géosynclinal dauphinois) et la grande fosse alpine (géosynclinal piémontais) peut même être poussée plus loin car, de même qu'au Sud du Pelvoux le Trias dauphinois reprend le faciès germanique normal, de même au Sud du Grand Paradis, dans le massif de Dora-Maira, le Trias piémontais reprend le faciès briançonnais normal. Ainsi, au moment de la naissance de la grande fosse alpine, de même qu'on ne retrouve plus la « zone vindélicienne » dans la partie sud du géosynclinal dauphinois, de même on ne retrouve pas dans la partie sud du géosynclinal piémontais la zone de hauts-fonds et de terres émergées qui a existé plus au Nord dans la région du Grand Paradis et, sans doute aussi, du Mont-Rose.

---

(11) R. Feys et C. Greber (1950): Les conglomérats du Verrucano dans la région de Briançon (Hautes-Alpes) et leurs rapports avec le Carbonifère. *B.S.G.F.*, (5), 20, p. 231-237.

(12) G.-B. Dal Piaz [1931] avait déjà admis l'existence sur l'emplacement du Grand Paradis d'un « géanticlinal » d'origine hercynienne, qu'il considérait comme l'embryon de la nappe V.

4° Enfin, contrairement à ce que pensai P. Termier [1901 b, 1903], il n'y a pas dans les Alpes occidentales trois séries cristallophylliennes d'âges fort différents. On sait en effet que le célèbre géologue distinguait une première série cristallophyllienne d'âge anthouiller (massifs cristallins externes), une deuxième série cristallophyllienne d'âge permo-houiller (massifs cristallins internes) et une troisième série cristallophyllienne, celle des Schistes lustrés. Les Alpes occidentales ne comportent que deux séries cristallophylliennes: celle des massifs cristallins externes et internes, d'âge antéhouiller, qui est la série cristallophyllienne antéalpine, et celle des Schistes lustrés, d'âge mésozoïque et peut-être tertiaire, qui est la série proprement alpine. On en revient ainsi, mais avec des arguments maintenant beaucoup plus solides, aux conceptions du pionnier de la géologie alpine: Ch. Lory avait en effet génialement pressenti dès 1881, ainsi que je l'ai rappelé au début de ce mémoire, l'influence dans les Alpes occidentales de deux métamorphismes successifs, l'un récent, post-triasique, et l'autre d'âge plus « reculé », séparés dans le temps par une importante lacune stratigraphique.

3. — L'architecture de la région et l'orogénèse alpine.

Je rappellerai tout d'abord trois faits importants auxquels m'a conduit l'étude pétrographique et zonéographique du complexe cristallophyllien des Alpes Graies.

En premier lieu, le massif du Grand Paradis et le massif de Sesia-Lanzo ne constituent pas deux unités tectoniques distinctes, comme on l'avait admis jusqu'à présent à la suite des synthèses et des généralisations d'E Argand et R. Staub: les ectinites du massif de Sesia-Lanzo forment simplement la couverture normale et contemporaine des migmatites du massif du Grand Paradis. Il y a là, de toute évidence, une objection majeure à distinguer, comme on le faisait jusqu'à maintenant, une unité tectonique inférieure (Grand Paradis) rapportée à la nappe V d'Argand (Mont-Rose) et une unité tectonique supérieure (Sesia-Lanzo) attribuée à la nappe VI d'Argand (Dent-Blanche). Cependant, il reste établi que, par suite de leur nature originelle différente, les vieux matériaux cristallophylliens des massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo ont réagi de manière inégale aux efforts orogéniques alpins: au ploiement en vaste coupole périanticlinale des migmatites du Grand Paradis, s'oppose le régime isoclinal, masquant de nombreux replis et écailles, des ectinites de Sesia-Lanzo.

En second lieu, et ceci ne fait que confirmer la constatation précédente, la bande des Schistes lustrés de Locana ne correspond pas au « synclinal des racines de la nappe des Schistes lustrés » rebroussé en profondeur vers l'Ouest par la poussée insubrienne et profondément pincé entre la nappe du Mont-Rose (Grand Paradis) et la nappe de la Dent-Blanche (Sesia-Lanzo): il s'agit simplement d'une zone d'écailles superficielles et juxtaposées, à pendage modéré vers l'Est. On se rappelle de plus que certaines de ces écailles mésozoïques gisent isolément dans les gneiss antéhouillers de Sesia-Lanzo à des distances plus ou moins grandes de la bande principale de Locana. Cette disposition particulière, entre autres faits, m'a conduit à admettre que la série sédimentaire mésozoïque s'est écoulé par gravité, très certainement avant l'achèvement du métamorphisme alpin, non seulement vers l'Ouest, comme l'admet F. Ellenberger [1952], mais aussi vers l'Est, de part et d'autre de la « zone axiale » du géosynclinal piémontais représentée par les massifs migmatitiques de Dora-Maira et du Grand Paradis. Il s'ensuit que la série des Schistes lustrés doit être considérée comme la couverture originellement autochtone de la série cristallophyllienne antéhouillère, couverture actuellement décollée par rapport à son vieux socle. Ultérieurement, et après la fin du métamorphisme, les parties les plus profondes de

cette couverture mésozoïque métamorphisée ont été pincées dans les gneiss du socle au cours d'une phase de serrage tangentiel tardive; quant aux parties plus superficielles de la nappe des Schistes lustrés, elles ont été complètement emportées par l'érosion intense sur le versant piémontais, alors qu'elles ont subsisté à peu près intégralement sur le versant savoyard (front de la nappe des Schistes lustrés).

Enfin, j'ai démontré que la série des Schistes lustrés ne comporte pas de copeaux tectoniques anticlinaux arrachés à la nappe de la Dent-Blanche et qu'on avait comparé autrefois (M. Gignoux et L. Moret [1930], p. 121), par analogie avec l'architecture plus complexe du massif simplo-tessinois, à de « petits Cervins ». Il s'agit seulement, comme on l'a vu, de calcschistes ou de micaschistes, normalement intercalés dans la série, qui ont acquis, comme les prasinites, un faciès gneissique par albitisation secondaire tardive.

Il me reste en outre à mentionner quelques observations relatives à l'architecture intime des roches de la région. Je signalerai tout d'abord à ce sujet dans la série cristallophyllienne Grand Paradis - Sesia-Lanzo, sauf dans quelques accidents tectoniques locaux et tardifs, l'inexistence de structures cataclastique et de surfaces de mouvement jalonnées de mylonites, alors que de tels phénomènes sont extrêmement développés dans le massif du Mont-Rose (P. Bearth [1952]) et dans la partie du massif de Sesia-Lanzo qui lui fait suite au Sud Est (E. Artini et G. Melzi [1900]).

D'un autre côté, l'étude des axes de linéation, que j'ai entreprise trop tard, à mon grand regret, par manque d'information, m'a révélé, malgré son caractère fragmentaire, des faits intéressants. C'est ainsi que dans toute la coupole du Grand Paradis, où les pendages de la schistosité cristallophyllienne montrent une structure périanticlinale, tous les relevés d'axes de linéation sont parfaitement concordants, avec une direction constante Est-Ouest. Il en est d'ailleurs de même, avec quelques variations au voisinage des écailles de Schistes lustrés, dans le massif de Sesia-Lanzo où, pourtant, le régime tectonique notablement différent, laissait attendre des résultats divergents. Quant à la série alpine des Schistes lustrés, les mesures de la direction des axes de linéation conduisent à des résultats généraux différents: les directions oscillent en effet entre N 20° W et N 35° W, aussi bien dans la Haute-Maurienne que dans la bande des Schistes lustrés de Locana [13]. Bien que l'interprétation de telles mesures soit toujours très délicate, et particulièrement dans le cas présent où elles n'embrassent pas la totalité de la région, il est toutefois possible d'entrevoir que les mouvements de tension développés par l'orogénèse alpine et par l'ectinisation alpine, au début synorogénique, n'ont pas réussi à modifier sensiblement l'ancienne infrastructure: la schistosité cristallophyllienne alpine semble en quelque sorte s'être calquée sur la schistosité cristallophyllienne hercynienne de la vieille série antéalpine, alors que dans la série proprement alpine des Schistes lustrés elle a évolué pour son propre compte.

De telles observations s'accordent très mal avec la notion admise d'un bouleversement général et d'un « bouillonnement » grandiose qui auraient fait des schistes cristallins du socle ancien les noyaux des nappes penniques. Elles confirment au contraire l'impression que l'orogénèse alpine, comme d'ailleurs le métamorphisme alpin, n'a pas modifié aussi intensément qu'on a voulu le dire un ensemble structural qui est resté relativement simple. La « tempête orogénique alpine », qui a sévi très violemment plus au Nord de la chaîne, semble dans le secteur étudié, comme d'ailleurs plus au Sud, être demeurée très en deçà de la « tempête orogénique hercynienne ».

(13) Je ne dispose pas de mesures assez nombreuses dans les ensellements synclinaux du Val de Suse et du Val d'Aoste, pour en tirer des renseignements utiles.

Tous ces faits et toutes ces observations amènent à conclure que la structure en nappes empilées, déversées vers l'extérieur de la chaîne et munies de racines internes, reconnue par M. Lugeon et E. Argand dans les Alpes Pennines, n'est pas applicable au secteur étudié. L'allure très symétrique de la coupole du Grand Paradis avec son cœur de granite d'anatexie, l'inexistence de la « zone des racines » de la nappe des Schistes lustrés, la continuité lithologique et zonéographique des massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo, conduisent au contraire à admettre que *la série cristallophyllienne Grand Paradis - Sesia-Lanzo est autochtone et enracinée sur place.* Je ferai donc miennes les conclusions de S. Franchi ([1906] p. 138, [1929] *passim.*), qui, aboutissant à des résultats analogues en ce qui concerne les Alpes Cottiennes et les étendant aux Alpes Graies, écrivait: « Les plis du Simplon doivent être considérés comme le résultat d'actions localisées, ne se reproduisant pas nécessairement tout au long du développement de la chaîne alpine ».

Force est donc de constater que, au moins dans le secteur centre et sud de la zone interne des Alpes occidentales, le séduisant édifice des nappes penniques imaginé par M. Lugeon, P. Termier, E. Argand et R. Staub, bien que devenu « classique », est jeté à bas par tous les faits observés. La notion de « mobilisme superficiel », qui est à la base d'une telle construction et selon laquelle « les unités tectoniques superficielles... sont considérées comme des entités qui se déplacent les unes par rapport aux autres... comme si chacune de ces unités renfermait en elle-même (ou dans son arrière-train) son propre moteur » ([14]). se heurte d'ailleurs à des impossibilités mécaniques telles que depuis quelques décades de nouvelles théories ont été émises (O. Ampferer, E. Kraus, A. Holmes, J.H.F. Umbgrove, etc...) qui font appel à des phénomènes beaucoup plus profonds (courants magmatiques subcrustaux, succions, intumescences, etc...) ([15]).

Bien qu'il ne s'agisse là encore que de « théories », il me paraît intéressant de confronter les résultats exposés ci-dessus avec ces idées nouvelles et de tenter un essai de reconstitution de l'orogénèse alpine dans le secteur étudié.

Reprenons donc l'histoire du géosynclinal piémontais (Voir p. 255) au moment où s'achève la longue sédimentation subsidente de la série mésozoïque et, peut-être aussi, éocène.

Dans la région étudiée, rien ne permet de supposer l'existence dans ce géosynclinal de « mouvements précurseurs » (E. Argand) pendant cette longue période: en particulier l'absence totale de tout niveau de brèches de cordillère dans la série locale des Schistes lustrés est symptomatique à cet égard, alors que plus au Nord on a pu mettre en évidence, dès le Lias, toute une série de cordillères ou de géanticlinaux, embryons, d'après E. Argand, des nappes des Alpes Pennines ([16]).

Ce n'est que vers la fin de l'Eocène supérieur et alors que les phénomènes de recristallisation sous tension (ectinisation) avaient déjà commencé leur œuvre dans le tréfonds du géosynclinal, y compris son vieux socle cristallophyllien, que se manifestent des mouvements accélérés d'affaissement, déterminant deux zones de succion et séparant une zone de surrection ou d'intumescence. Cette dernière se situe sur le vieil axe migmatitique Dora-Maira - Grand Paradis qui redevient, comme au Trias, un trait dominant de l'infrastructure alpine et qui est en outre affecté par de vaste inflexions axiales. C'est dans ces dernières que s'ébauchent les futurs grands ensellements synclinaux qui sépa-

---

(14) M. Gignoux (1939): Une nouvelle interprétation tectonique des Alpes: l'ouvrage de E. Kraus « Der Abbau der Gebirge ». *Rev. Géogr. Alpine*, 27, p. 219.

(15) Voir à ce sujet la mise au point récente de L. Moret [1950].

(16) J'emploie cette dénomination dans un sens purement géographique.

rent actuellement les massifs cristallins internes de Dora-Maira, du Grand Paradis et du Mont Rose. Sur les flancs des bombements locaux ainsi déterminés, la couverture mésozoïque, décollée, s'est écoulée par gravité. Ainsi se sont constituées, à l'entour des dômes migmatitiques en voie de surrection, des zones de succion plus ou moins profondes que j'appellerai volontiers avec F. Ellenberger [1952] des « géosynclinaux de nappes ». L'un se situerait à l'emplacement de la Vanoise interne actuelle, l'autre, à l'Est du Grand Paradis, à l'emplacement de la région naturelle du Canavese ([17]).

C'est dans ces zones en voie d'approfondissement que s'est parachevée l'ectinisation alpine et que s'est déclenchée la métasomatose sodique. La mise en place de ces empilement de nappes partielles n'allaient pas d'ailleurs sans provoquer des zones d'étirement et de cataclase; on a vu précisément que ce sont de telles zones qui ont été préférentiellement imprégnées par l'apport sodique, au-dessus du front de métasomatose, surtout lorsque les phénomènes métasomatiques ont subsisté seuls après l'amortissement des mouvements verticaux et l'achèvement de l'ectinisation.

Ce n'est que par la suite que sont intervenus des mouvements de serrage tangentiels, que l'on peut toujours désigner avec E. Argand, sous le nom de « phases insubriennes », mais que je verrais dus plutôt à un rétrécissement généralisé qu'à une poussée à sens unique. Ainsi s'expliqueraient, d'une part la finition du bombement périanticlinal du Grand Paradis, et d'autre part la formation de « plis isoclinaux » dirigés vers cette coupole à la fois vers l'Est (reflux des Schistes ustrés de la Vanoise vers le Grand Paradis, d'après F. Ellenberger [1952]), vers le Sud (reflux des Schistes lustrés du Val d'Aoste vers le Grand Paradis, d'après A. Amstutz [1950]) et vers le Nord et l'Ouest (écaillage du socle gneissique de Sesia-Lanzo avec pincement de la base de la série des Schistes lustrés, d'après R. Michel [1951 c]).

Ainsi la représentation que l'on se fait actuellement de la formation d'une chaîne géosynclinale (Voir: L. Moret, *op. cit.*) est sans doute beaucoup trop simpliste. D'une part en effet la « boucle sialique » attirée en profondeur par les cycles de courants magmatiques subcrustaux, doit certainement se compliquer, dans une zone relativement superficielle, par la juxtaposition, sur une même section perpendiculaire à l'axe de la future chaîne, de plusieurs zones de succion secondaires alternant avec des zones d'intumescence. D'autre part, il est très probable que des modifications importantes se produisent suivant les diverses sections considérées: tel semble bien être le cas des Alpes occidentales où dans les Alpes Pennines les déversements vers l'extérieur de la chaîne, peut-être dus à des intumescences beaucoup plus fortes (« culminations » d'E. Argand) et se déplaçant dans une direction déterminée comme une « onde », suivant l'expression de M. Gignoux, sont la règle générale, alors que dans la section des Alpes Graies ou des Alpes Cottiennes les déplacements tangentiels n'ont joué qu'un rôle tout à fait accessoire et tardif par rapport aux mouvements verticaux positifs et négatifs.

Aussi est-il très dangereux, même avec les « idées nouvelles », de vouloir généraliser l'architecture d'une section déterminée à toute la chaîne alpine, cette architecture pouvant se compliquer, ou au contraire se simplifier, d'un bout à l'autre de la chaîne. Il n'y a rien là qui puisse nous étonner: la Nature n'est pas justiciable de schématisations et de généralisations; au surplus, l'étude des accidents tectoniques de surface montre toujours une telle disposition: par exemple, aux environs de Grenoble, le bord subalpin présente dans la Chartreuse une tectonique simple qui se complique rapidement vers le Sud (pli-faille du Néron) pour donner dans le Vercors une véritable petite nappe de charriage (pli

(17) Ne pas confondre avec le terme géologique de « zone du Canavese ».

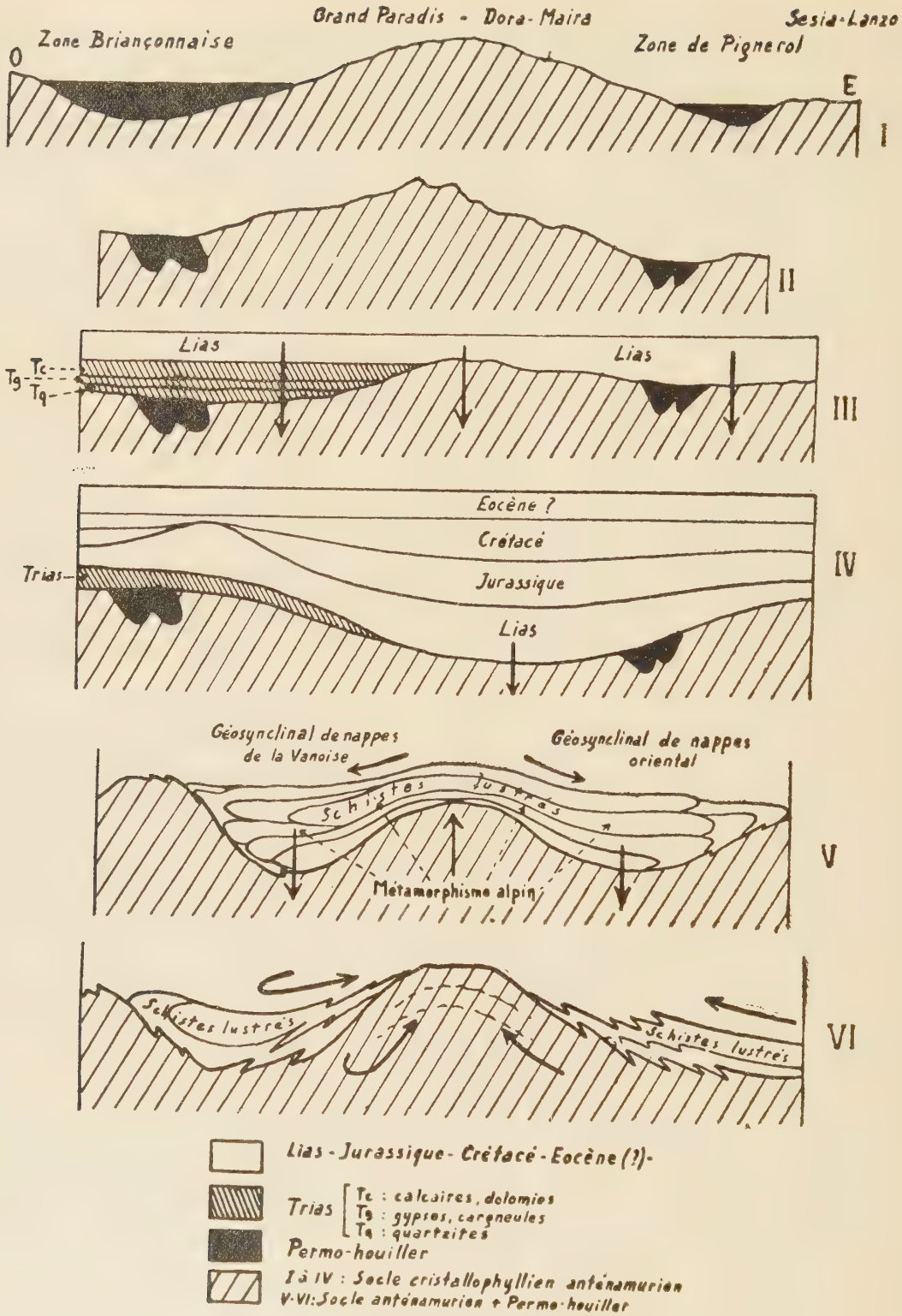

Grand Paradis - Dora-Maira
Sesia-Lanzo
Zone Briançonnaise
Zone de Pignerol
O
E
I
II
Lias
Lias
Tc
Tg
Tq
III
Eocène ?
Crétacé
Jurassique
Lias
Trias
IV
Géosynclinal de nappes de la Vanoise
Géosynclinal de nappes oriental
Schistes lustrés
Métamorphisme alpin
V
Schistes lustrés
Schistes lustrés
VI
Lias - Jurassique - Crétacé - Eocène (?)
Trias
Tc : calcaires, dolomies
Tg : gypses, cargneules
Tq : quartzites
Permo-houiller
I à IV : Socle cristallophyllien anténamurien
V-VI: Socle anténamurien + Permo-houiller

FIG. 49. — QUELQUES STADES DE L'HISTOIRE GÉOLOGIQUE HERCYNIENNE ET ALPINE DE LA ZONE PENNIQUE A LA LATITUDE DU GRAND PARADIS.

I — La chaîne hercynienne après la phase paroxysmale des plissements hercyniens. Comblement des dépressions et des bassins de subsidence locaux par les sédiments continentaux du Houiller (Namurien-Westphalien-Stéphanien) et du Permien.

II — La chaîne hercynienne après les phases posthumes des plissements hercyniens.

III — Après pénéplanation de la chaîne hercynienne, transgression du Trias marin et dépôt des faciès sédimentaires profonds du Lias dans le géosynclinal piémontais en voie d'approfondissement.

IV — Comblement du géosynclinal piémontais par la série sédimentaire mésozoïque (et éocène ?). Les émersions temporaires avec faciès de cordillères et lacunes de sédimentation (Briançonnais) ont été seulement esquissées sur le schéma.

V — Eocène sup. et Oligocène. — La surrection de l'axe migmatitique Grand Paradis — Dora-Maira provoque, conjointement avec la présence de zones de succion à l'Est et à l'Ouest, la formation de géosynclinaux de nappes dans lesquels s'écoule par gravité la couverture mésozoïque. Le métamorphisme alpin rétromorphose le vieux socle cristallophyllien et transforme les sédiments permo-houillers, mésozoïques et tertiaires en schistes cristallins d'âge alpin.

VI — Phases de plissements insubriennes. — Serrage tangentiel avec reflux partiel des Schistes lustrés vers le môle du Grand Paradis dont le ploiement en coupole se parachève. Ecaillage du socle et des parties profondes de la couverture.

N.B. — Les flèches en trait plein symbolisent les directions des mouvements verticaux ou tangentiels.

couché du Moucherotte). Telle nous apparaît, à une échelle plus vaste, dans un domaine plus profond et avec une direction inversée, l'architecture de la zone interne des Alpes occidentales.

Cependant il n'est pas inutile de faire remarquer que de telles reconstitutions sont certainement imparfaites et en grande partie hypothétiques. Elles correspondent seulement au besoin qu'éprouvent les géologues alpins de raconter leurs observations « dans un langage plus ou moins inconsciemment imprégné de théories » (M. Gignoux).

Les diagrammes des figures 49 et 50 représentent graphiquement et de manière discontinue toutes les observations rassemblées dans le chapitre premier de cette quatrième partie.

C. — VUE D'ENSEMBLE SUR LA ZONEOGRAPHIE DE LA ZONE PENNIQUE

En guise de conclusion à cette histoire géologique de la région étudiée, je voudrais essayer de jeter un regard d'ensemble sur la constitution zonéographique de la zone pennique. Mais il est évident que bien des inconnues subsistent encore à ce sujet: si on possède actuellement d'excellentes descriptions pétrographiques du Mont-Rose (P. Bearth, [1952]) et de l'extrémité nord du massif de Sesia-Lanzo (E. Artini et G. Melzi [1900]), il n'en est pas de même pour les massifs de Dora-Maira et d'Ambin ainsi que pour le tronçon du massif de Sesia-Lanzo qui s'étend entre la Doire Baltée et la Sesia.

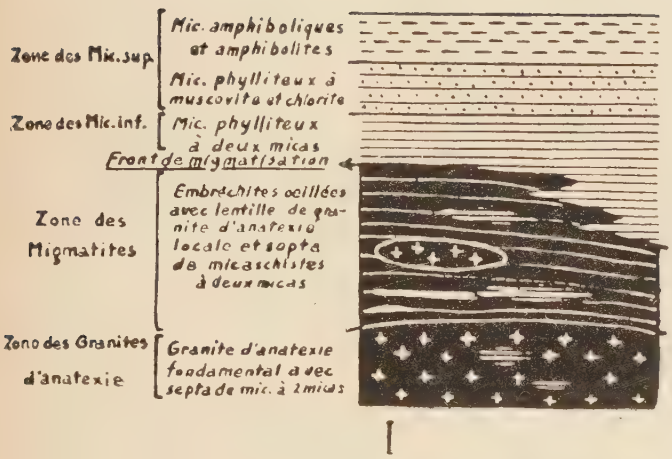
Aussi me bornerai-je à énoncer quelques faits généraux concernant seulement la partie nord orientale des Alpes piémontaises.

1. — Zonéographie ancienne.

D'après le mémoire de P. Bearth [1952] et d'après quelques courses dans la région du Mont-Rose, dont deux en compagnie de ce pétrographe, je suis conduit à penser que ce massif diffère sensiblement de celui du Grand Paradis, bien qu'on y retrouve des phénomènes fort analogues de polymétamorphisme et d'albitisation, cette dernière étant cependant moins généralisée que dans le Grand Paradis. Je laisserai ici de côté la tectonique, plus complexe dans ce massif du Mont-Rose, ainsi que la question des intrusions granitiques d'âge probablement hercynien, pour n'envisager que le problème zonéographique.

La masse principale du Mont-Rose est constituée, comme celle du Grand Paradis, par un granite d'anatexie fondamental surmonté de migmatites puis de gneiss. Parmi les migmatites, on constate la présence d'anatexites et d'embréchites œillées; l'existence des premières constitue déjà une différence importante par rapport à la série cristallophyllienne du Grand Paradis. Mais il y a plus: les septa inclus dans les migmatites du Mont-Rose sont formés de gneiss à biotite et à sillimanite (Gneiss inférieurs) très peu rétromorphosés.

On peut conclure de ces observations que le front de migmatisation hercynien est demeuré, dans cette région, dans la zone des Gneiss inférieurs au lieu de s'élever, comme dans le Grand Paradis, jusqu'au sein de la zone des Micaschistes inférieurs. Le fait est confirmé par un important développement, immédiatement au Sud Est du massif du



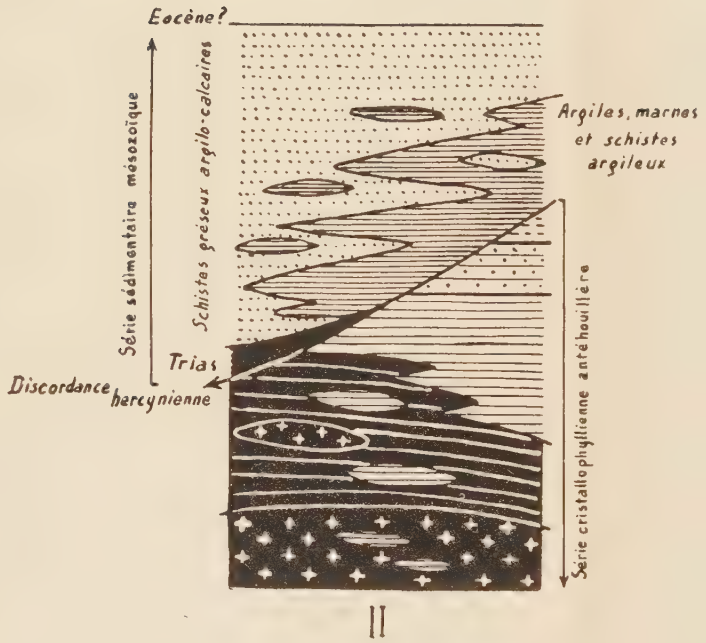


FIG. 50. — ÉVOLUTION MÉTAMORPHIQUE DU COM

I — La série cristallophyllienne Grand Paradis - Sesia houillère.

II — Le complexe des Alpes Graies à la fin du dépôt d

III — Le complexe cristallophyllien des Alpes Graies à zone hachurée correspond à celle affectée par l'albit tose sodique).

(Il n'a pas été tenu compte des phénomènes tecto

Mont-Rose dans la partie orientale du massif de Sesia-Lanzo, de gneiss à biotite et sillimanite très peu rétromorphosés (seconde zone « kinzigitique » des auteurs italiens). Il est donc certain que, grâce au relèvement axial qui affecte l'extrémité nord du massif de Sesia-Lanzo, on voit affleurer dans cette région des zones beaucoup plus profondes que dans le secteur méridional. Il est probable aussi qu'entre les gneiss inférieurs mentionnés ci-dessus et nos gneiss albitiques de Pessinetto, qui sont, je le rappelle, d'anciens micaschistes inférieurs hercyniens gneissifiés par la métasomatose alpine, on devrait normalement retrouver dans le secteur du massif de Sesia-Lanzo compris entre la Doire Baltée et la Sesia, des gneiss supérieurs polymétamorphiques. Des études ultérieures permettront de vérifier si cette hypothèse est exacte.

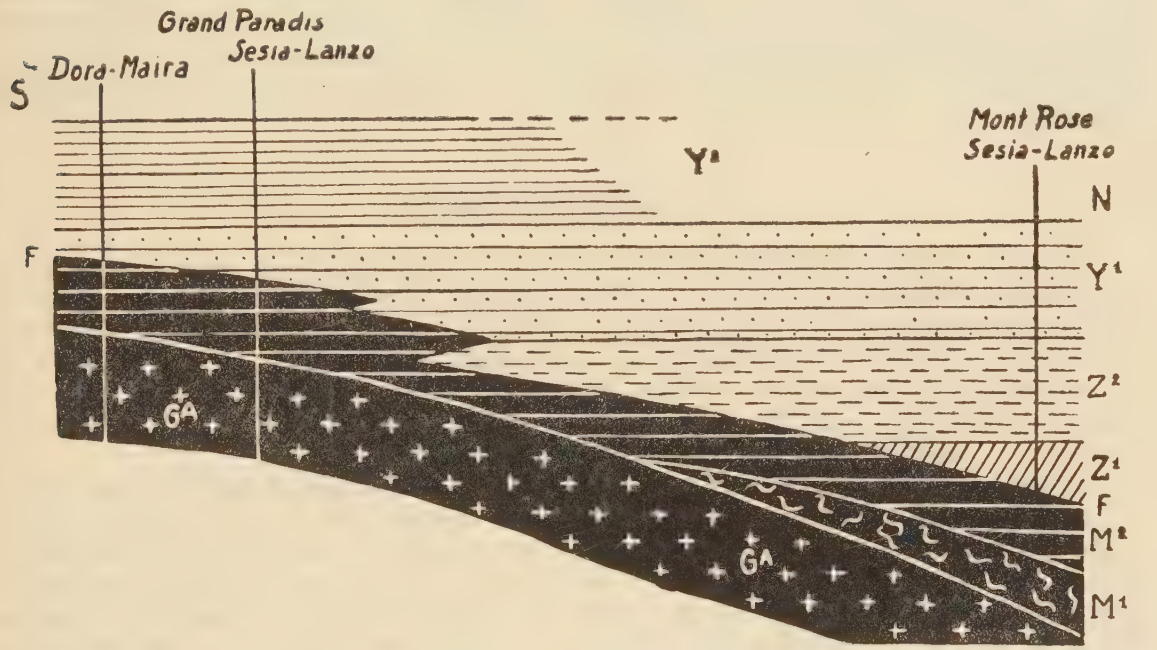


FIG. 51. — SCHÉMA MONTRANT L'ABAISSEMENT DU FRONT DE MIGMATISATION DU SUD AU NORD ET LES RELATIONS DES ZONES D'ISOMÉTAMORPHISME ET DES ZONES DE MIGMATITES DANS LES MASSIFS CRISTALLINS INTERNES DE LA ZONE PENNIQUE (MÉTAMORPHISME ANTÉHOUILLER).

Y^2: Zone des Micaschistes supérieurs
Y^1: Zone des Micaschistes inférieurs
Z^2: Zone des Gneiss supérieurs
Z^1: Zone des Gneiss inférieurs
F-F: Front de migmatisation
M^2: Zone des Embréchites
M^1: Zone des Anatexites
G^A: Zone des Granites d'anatexie.

Il serait intéressant aussi d'étudier de manière approfondie la petite coupole d'embréchites œillées d'Arceza, située à mi-chemin entre le massif du Grand Paradis et le massif du Mont-Rose: la visite rapide que j'y ai faite en compagnie de P. Bearth ne nous a pas permis de noter la présence de septa; ce point serait pourtant capital pour démontrer la continuité de l'abaissement du front de migmatisation hercynien, abaissement qui semble bien exister du Sud au Nord dans le vieux socle cristallophyllien de la zone pennique (Fig. 51).

Il est intéressant de souligner à ce sujet qu'un abaissement analogue du front de migmatisation existe aussi dans la même direction dans les séries cristallophylliennes du Massif Central (J. Jung et M. Roques [1938, 1952]; M. Roques [1941]).

Il est impossible pour l'instant de préciser, faute d'études pétrographiques, si le front de migmatisation hercynien continue à s'élever progressivement vers le Sud de la zone pennique, dans le massif de Dora-Maira. En tout cas dans la partie septentrionale de ce massif, que j'ai d'ailleurs étudiée rapidement, il semble bien que le front des migmatites se situe au même niveau que dans le massif du Grand Paradis, c'est-à-dire dans la zone des Micaschistes inférieurs. En effet, les gneiss minuti de l'enveloppe du noyau migmatitique de Dora-Maira, comme ceux des septa inclus dans les embréchites œillées qui forment ce noyau, sont absolument identiques aux gneiss de Pessinetto et ils représentent donc d'anciens micaschistes à deux micas. Il sera donc très intéressant de poursuivre cette étude dans la partie méridionale du massif de Dora-Maira pour voir s'il en est toujours de même ou s'il y existe des variations dans la hauteur du front de migmatisation hercynien.

2. — Zonéographie récente.

On a vu que dans la région du Grand Paradis, l'ensemble de la série cristallophyllienne Grand Paradis - Sesia-Lanzo a été reprise par le métamorphisme alpin dans la zone de métamorphisme des Micaschistes supérieurs avec production d'une intense rétromorphose J'ai signalé en outre que la zone de métamorphisme alpin des Micaschistes inférieurs ne fait son apparition que dans la partie la plus profonde de la série du Grand Paradis (granite d'anatexie fondamental des Scalari) où on ne peut étudier son développement en profondeur par suite des conditions topographiques.

La série cristallophyllienne du Mont-Rose a été elle aussi reprise par le métamorphisme général d'âge alpin, mais il semble que les phénomènes de rétromorphose y soient moins développés en particulier dans les zones profondes. Il se peut qu'il y ait là une relation de cause à effet (Voir ci-après, p. 276) avec le fait suivant: par suite du relèvement axial vers le Nord Est, on peut s'apercevoir qu'on entre franchement en profondeur dans la zone de métamorphisme alpin des Micaschistes inférieurs (néoformations nombreuses de biotite signalées par P. Bearth, *op. cit.*).

Par contre, tout à fait au sommet, la couverture mésozoïque des Schistes lustrés est encore entièrement métamorphisée dans la zone des Micaschistes supérieurs, comme à la latitude du Grand Paradis. Ce n'est que plus au Nord Est, dans le Tessin, que les Schistes lustrés renferment l'association biotite-muscovite ([18]), caractéristique de la zone de métamorphisme des Micaschistes inférieurs.

Il est intéressant en outre de noter que cet approfondissement du métamorphisme alpin vers le Nord Est semble avoir aussi des répercussions sur la nature de métasomatose: c'est ainsi que P. Bearth [1952] signale que l'oligoclase, se présentant sous forme de phénoblastes xénomorphes d'origine secondaire, semble succéder en profondeur à l'albite; dans le Tessin, d'après P. Hasler (*op. cit.*, p. 79), la présence d'oligoclase et même d'andésine semble constante dans les niveaux métasomatiques des Schistes lustrés. La

(18) Voir par exemple: L.-J. Krige (1918): Petrographische Untersuchungen im Val Piora und Umgebung. *Ecl. Geol. Helv.*, 14, p. 519.
H. Preiswerk, P. Niggli, O. Grütter, L. Bossard, E. Kundig (1936): Geologische Beschreibung der Tessiner Alpen zwischer Maggia- und Bleniotal. *Mat. Carte Géol. Suisse*, 71.
P. Haster (1949): Geologie und Petrographie der Sambucco-Massari-Gebirgsgruppe zwischen der oberen Valle Leventina und Valle Maggia im nördlichen Tessin. *B.S.M.P.*, 29. p. 50.

métasomatose alpine serait donc « fractionnée » : de calco-sodique dans la zone des Micaschistes inférieurs, elle deviendrait purement sodique dans la zone des Micaschistes supérieurs.

Cet essai de répartition des zones d'isométamorphisme, à la fois dans le vieux socle cristallophyllien et dans la série proprement alpine, n'est que fragmentaire et provisoire. De nombreuses études de détail seront encore nécessaires pour aboutir à un enchaînement d'ensemble que l'on peut cependant entrevoir dès à présent. En tout cas ces études futures devront tenir compte de deux faits définitivement établis: d'une part la présence d'une zonéographie ancienne, témoin d'un métamorphisme général antéhouiller, d'autre part l'existence d'une zonéographie récente, produite par le métamorphisme général alpin et se superposant à la précédente dans le vieux socle. Les timides et anciens essais de répartition des « zones bathymétriques des schistes cristallins » consacrés à cette région des Alpes n'avaient pas donné de résultats satisfaisants pour avoir négligé cette donnée essentielle (A. Stella [1905]) ou pour avoir attribué en outre un rôle beaucoup trop important à la Tectonique (E. Argand [1916], R. Staub [1924] p. 240-246).

II

CARACTÈRES GÉNÉRAUX DU MÉTAMORPHISME

Je consacrerai ce chapitre à l'exposé de quelques résultats généraux sur le métamorphisme. Ils reposent évidemment sur l'étude pétrographique et zonéographique de la région étudiée et je me reporterai bien entendu aux conclusions partielles formulées au cours des deuxième et troisième parties de ce travail.

Je dégagerai tout d'abord les traits principaux du polymétamorphisme et de la rétromorphose qui affectent la série cristallophyllienne ancienne; j'envisagerai ensuite les caractères généraux de la métasomatose liée au métamorphisme d'âge alpin; enfin j'essaierai de mettre en relief les relations qui peuvent exister entre la rétromorphose d'une part et la métasomatose de l'autre.

A. — POLYMETAMORPHISME ET RETROMORPHOSE

Je rappellerai tout d'abord qu'une série cristallophyllienne *polymétamorphique* est celle où l'on peut mettre en évidence la superposition de deux ou de plusieurs métamorphismes successifs. La *rétromorphose* n'est qu'un cas particulier de polymétamorphisme, caractérisé par le fait que des associations de minéraux formées dans des zones de métamorphisme profondes, sont transformées ultérieurement en associations de minéraux stables dans des zones de métamorphisme moins profondes.

Un des résultats principaux de mon travail consiste précisément dans la mise en évidence du polymétamorphisme de la série cristallophyllienne anténamurienne Grand Paradis - Sesia-Lanzo. Cette dernière, constituée de bas en haut par un granite d'anatexie fondamental (zone des Granites d'anatexie), des embréchites œilllées (zone des Migmatites), des micaschistes à deux micas (zone des Micaschistes inférieurs), des micaschistes à séricite et chlorite et des micaschistes amphiboliques (zone des Micaschistes supérieurs), a été en effet reprise dans son ensemble au Tertiaire par le métamorphisme général alpin. Celui-ci s'est opéré dans la zone des Micaschistes supérieurs, n'atteignant qu'à l'extrême base de la série cristallophyllienne ancienne la zone des Micaschistes inférieurs (Voir le diagramme de la figure 49).

Je résumerai tout d'abord, en faisant abstraction de la métasomatose sodique liée au métamorphisme alpin, les effets produits par ce polymétamorphisme dans chacune des zones d'isométamorphisme de l'ancienne série.

Dans la zone des Granites d'anatexie, les paragénèses minérales de rétromorphose sont à peu près inexistantes. Tout au plus peut-on noter la chloritisation ou la décoloration partielle de la biotite et la saussuritisation irrégulière des plagioclases. Le phénomène le plus intéressant dans cette zone réside dans la recristallisation, à la vérité très fragmentaire, d'anciens minéraux et tout particulièrement de la biotite et du quartz.

Au-dessus du granite d'anatexie, les phénomènes de rétromorphose se développent assez brusquement dans la zone des Migmatites, principalement représentées par les embréchites œillées du Grand Paradis. Ces phénomènes s'intensifient ensuite dans la zone sus-jacente des Micaschistes inférieurs, représentés surtout par les gneiss albitiques de Pessinetto, qui étaient avant l'empreinte du métamorphisme alpin des micaschistes à deux micas. De bas en haut de la série des migmatites on note en effet une saussuritisation rapidement généralisée des plagioclases et la réduction progressive du microcline qui passe à l'état de « fantômes » dans les niveaux supérieurs des embréchites. Il existe en outre, dans les migmatites et dans les gneiss de Pessinetto sus-jacents, une chloritisation et une décoloration croissantes de la biotite, cette décoloration s'accompagnant de l'exsudation de produits ferro-titanés; on observe enfin, un développement progressif de la recristallisation qui devient peu à peu générale ce qui entraîne une réduction concomitante des minéraux résiduels. Ces derniers, y compris la biotite qui apparaît pourtant comme un des minéraux résistant le mieux à la rétromorphose, finissent par disparaître complètement au sommet du niveau des gneiss de Pessinetto.

Dans la zone des Micaschistes supérieurs, représentés à la base par des micaschistes phylliteux (gneissifiés ultérieurement par la métasomatose alpine pour donner les gneiss albitiques de Pont-Canavese) et au sommet par des micaschistes amphiboliques et des amphibolites (ultérieurement transformés en faciès glaucophaniques par la métasomatose alpine), les phénomènes sont notablement différents. En effet on observe seulement dans cette zone une recristallisation très poussée, les minéraux résiduels, tels que les grenats, le diopside, l'actinote, ne subsistant qu'exceptionnellement dans des faciès particuliers. Dans toute cette zone des Micaschistes supérieurs on a donc affaire à des roches nettement polymétamorphiques mais non rétromorphiques. Cette disposition s'explique facilement par le fait que les associations minérales produites par le métamorphisme premier ont été reprises par le métamorphisme second dans la même zone de métamorphisme (Micaschistes supérieurs): les deux métamorphismes successifs sont isozonaux.

Ces observations permettent de constater que:

1) Lorsque les deux métamorphisme sont isozonaux dans la zone des Micaschistes supérieurs, il y a seulement recristallisation, pratiquement totale, des associations minéralogiques anciennes: les schistes cristallins sont polymétamorphiques mais non rétromorphosés.

2) Lorsque les deux métamorphismes sont hétérozonaux, le métamorphisme récent se produisant dans la zone des Micaschistes supérieurs et affectant des faciès antérieurement métamorphisés dans la zone des Micaschistes inférieurs, la rétromorphose est maxima et se traduit par la coexistence de paragénèses anciennes résiduelles, de plus en plus abondantes vers la base, et de paragénèses nouvelles de plus en plus dominantes vers le haut.

3) Lorsque le métamorphisme récent atteint dans les mêmes conditions la zone des Migmatites, les effets de rétromorphose sont considérables et tout à fait comparables aux précédents. Ce résultat est en apparence moins logique que les autres: on aurait pu s'attendre en effet à ce que l'empreinte d'un métamorphisme second relativement peu intense (zone des Micaschistes supérieurs) ne produise que peu d'effets rétromorphiques sur les faciès migmatitiques que l'on s'accorde à considérer comme « profonds ». En réalité, dans de telles conditions, l'hétérozonalité des deux métamorphismes successifs est évidemment maxima et les intenses effets rétromorphiques constatés sont donc normaux.

4) Lorsque le métamorphisme second s'opère dans la zone des Micaschistes inférieurs et non plus dans la zone des Micaschistes supérieurs, ses effets rétromorphiques sur le granite d'anatexie fondamental (cas du granite des Scalari de Ceresole), sur les migmatites (cas des embréchites œillées du Mont-Rose et de l'extrême base des embréchites du Grand Paradis) et même sur les gneiss inférieurs (cas des gneiss à sillimanite et biotite du Mont-Rose) sont à peu près nuls. On constate seulement des traces modestes de recristallisation et la saussuritisation partielle des plagioclases: les paragénèses anciennes et même les structures sont presque intégralement conservées. Dans les cas indiqués, bien que les deux métamorphismes successifs soient hétérozonaux, il ne se produit donc pas de rétromorphose notable: il faut sans doute en rechercher la cause dans le fait que le métamorphisme second s'est opéré là dans une zone plus profonde que précédemment, celle des Micaschistes inférieurs.

Finalement, *le développement de la rétromorphose est fonction de l'hétérozonalité des métamorphismes successifs.* Cependant cette condition, nécessaire, n'est pas suffisante: *il semble en effet indispensable que le métamorphisme second soit en outre relativement peu intense et exclusivement cantonné à la zone des Micaschistes supérieurs.*

D'un autre côté, les réajustements minéralogiques observés lorsque ces conditions sont remplies, montrent que la rétromorphose engendre principalement des minéraux de néoformation plus hydratés que ceux des paragénèses anciennes, ainsi que l'indique le grand développement de la séricite (phengite), des chlorites, des minéraux du groupe de l'épidote, etc... *Le rôle des solutions aqueuses dans les processus de rétromorphose semble donc indéniable,* comme l'avaient déjà mentionné G.M. Schwartz et J.H. Todd (19).

Enfin, en ce qui concerne le côté pétrochimique de la question, j'ai montré, pour les migmatites (p. 129), que si on fait abstraction de l'augmentation progressive des teneurs en soude de bas en haut de la série, les autres constituants chimiques du granite d'anatexie des Scalari et des divers niveaux d'embréchites du Grand Paradis ne subissent que des variations peu importantes ou nulles. Cette constatation s'applique aussi aux gneiss de Pessinetto: l'étude pétrochimique de ces roches (p. 138, 177, etc...) montre, toujours en éliminant l'apport de soude métasomatique, qu'il existe les plus grandes analogies entre la composition chimique des gneiss du niveau de Pessinetto (partie inférieure du groupe des gneiss minuti de Sparone) et celle des gneiss de Pessinetto inclus en septa dans les embréchites ou dans le granite d'anatexie.

De telles observations amènent à penser en première approximation que *la rétromorphose se traduit seulement par des recristallisations et des réaménagements moléculaires conduisant, sans modifications considérables de la composition chimique globale, à la coexistence d'associations minéralogiques résiduelles et de paragénèses nouvelles moins « profondes » et de plus en plus développées lorsqu'on s'élève dans la série polymétamorphique.* Il est cependant important d'insister sur le fait que ces conclusions ne sont valables que si on sépare de façon absolue, mais sans doute arbitraire, les processus de métasomatose des processus de rétromorphose. Il s'agit d'un autre aspect de la question que j'examinerai ci-après.

---

(19) G.-M. Schwartz et J.-H. Todd (1941): Comments on retrograde metamorphism. *Journ. Geol.*, 49, p. 177-189.

B. — METASOMATOSE SODIQUE

L'existence de phénomènes métasomatiques à l'échelle régionale, aussi bien dans la série cristallophyllienne alpine des Schistes lustrés que dans la série polymétamorphique Grand Paradis - Sesia-Lanzo, a été mise en évidence tout au long de l'étude pétrographique (2e et 3e parties). Il me paraît donc superflu d'insister sur ce fait qui n'est d'ailleurs pas particulier à la région étudiée puisqu'il semble s'étendre à toute la zone pennique (J. Schnell [1920], P. Bearth [1948], etc...).

J'ai décrit en détail les effets minéralogiques et structuraux de cette métasomatose dont le caractère sodique est indiscutable. Elle se traduit par une très large diffusion de l'albite et, plus localement, par la glaucophanisation d'amphiboles préexistantes.

L'albite, dont la teneur en anorthite est extrêmement faible et le plus souvent nulle, se présente sous forme de phénoblastes globuleux pouvant atteindre un à deux millimètres de diamètre. Ces phénoblastes qui, dans certains niveaux, se groupent pour former des « yeux » de plusieurs centimètres de longueur, sont assez rarement maclés et, dans ce cas, ils le sont le plus souvent selon la loi de Carlsbad. Leur origine secondaire est révélée par le fait qu'ils incluent poecilitiquement des fragments de tous les autres minéraux de la roche, qu'il s'agisse de débris d'origine cataclastique ou, plus généralement, de restes de minéraux dont l'albite a pris la place; parfois aussi, ils écartent la trame quartzo-phylliteuse des roches albitisées. Enfin leur aspect est très différent des plages de saussurite: ces dernières sont allongées et elles sont constituées par un fond d'albite spongieuse abondamment saupoudré de fines lamelles de séricite et de nombreux microgranules de zoïsite, clinozoïsite et quartz. Les phénoblastes d'albite ne sont qu'exceptionnellement et très localement atteint par des déformations mécaniques; de plus leurs inclusions ne présentent pour ainsi dire jamais une allure sigmoïde: on peut en conclure que l'albitisation est, dans l'immense majorité des cas, post-tectonique et de cristallisation tardive.

La glaucophane peut présenter tous les caractères énumérés ci-dessus, mais le plus souvent elle s'individualise à partir du centre ou à partir de la périphérie d'amphiboles (actinote ou trémolite, en général) dont la cristallisation ou la recristallisation est antérieure.

Enfin, l'albitisation et la glaucophanisation sont indiscutablement liées au métamorphisme alpin, ainsi que le prouvent le caractère post-tectonique de leur cristallisation et le fait que les roches de la série mésozoïque sont très largement atteintes par les processus métasomatiques.

1. — Situation dans l'espace.

Je rappellerai tout d'abord l'extension des faciès métasomatiques dans le complexe cristallophyllien des Alpes Graies.

a) Série cristallophyllienne Grand Paradis - Sesia-Lanzo.

Cette série cristallophyllienne a subi les effets de la métasomatose sodique pendant qu'elle était reprise par le métamorphisme général d'âge alpin. De bas en haut de la série, les effets de la métasomatose sont les suivants:

Zone des Granites d'anatexie.

L'albitisation est extrêmement faible. Dans le granite des Scalari, le microcline présente une couronne marginale d'albite qui émet vers l'intérieur du feldspath potassique des veinules dont l'ensemble simule une microperthite. Cette albite marginale est antérieure à la recristallisation de la mésostase de néoformation qui la traverse par endroits.

Dans les septa de micaschistes à deux micas, inclus dans le granite d'anatexie, l'albitisation est un peu plus poussée et transforme ces roches en gneiss albitiques. L'albite s'y présente déjà sous forme de phéoblastes xénomorphes.

Zone des Migmatites.

Dès le passage du granite d'anatexie aux embréchites qui le surmontent, on constate une intensification de l'albitisation. Outre l'albite marginale du microcline, on peut observer la substitution interne à ce feldspath potassique d'albite granulaire ou en échiquier.

Au-dessus, dans la partie inférieure de la série des embréchites œillées, l'albite apparaît en outre au voisinage du microcline sous forme de petites plages maclées mêlées aux autres minéraux de la mésostase granoblastique de néoformation. L'albitisation interne du microcline est nettement plus accentuée. Enfin, dans certaines strates d'embréchites, il existe quelques phénoblastes globuleux préférentiellement situés dans les lits phylliteux.

Dans la partie moyenne de la série embréchitique, l'albite appartenant à la mésostase occupe une place plus importante tandis que le nombre des phénoblastes d'albite secondaire augmente constamment.

Dans la partie supérieure de la série, où le microcline est réduit à l'état de fantômes corrodés par la mésostase, l'albitisation secondaire se développe considérablement.

Dans les faciès accessoires de la zone des Migmatites, l'albitisation est plus ou moins poussée. Dans les granites d'anatexie locale, elle est relativement faible. Par contre dans les septa de micaschistes à deux micas inclus dans les embréchites, l'albitisation prend un grand développement: l'albite se présente soit sous forme de phénoblastes globuleux dispersés et la roche prend alors le faciès d'un gneiss albitique, soit sous forme de pseudoporphyroblastes constitués par de nombreux phénoblastes d'albite et la roche prend alors le faciès d'une embrechite albitique œillée. Il est important de rappeler que certains septa de micaschistes à deux micas ont été épargnés par l'albitisation: leur teneur en soude est extrêmement faible (Voir analyse n° 20, p. 141). Enfin, les amphibolites appartenant à la zone des Migmatites ont été rétractaires à l'apport sodique alpin, comme elles l'avaient été à l'apport calco-sodi-potassique ancien.

Zone des Micaschistes inférieurs.

Les micaschistes à deux micas qui constituaient cette zone avant l'empreinte du métamorphisme alpin, ont été largement albitisés, au point qu'ils ont actuellement le faciès de gneiss albitiques (gneiss de Pessinetto) et qu'il est impossible d'y rencontrer des témoins non albitisés de l'ancienne formation micaschisteuse. L'albitisation des gneiss de Pessinetto est cependant assez irrégulière dans le détail: le volume d'albite secondaire peut en effet varier dans des proportions importantes (15 à 45 % du volume total de la roche).

L'albite s'y présente constamment sous forme de petits phénoblastes globuleux xénomorphes. Ces derniers peuvent imbiber la totalité de la roche ou se concentrer en lits minces, ou encore se réunir en pseudoporphyroblastes donnant à la roche le faciès d'embréchites albitiques œillées (faciès de Fornello).

Les amphibolites appartenant à cette zone ont remarquablement résisté à la métasomatose sodique.

Zone des Micaschistes supérieurs.

Dans la moitié inférieure de cette zone, le faciès dominant est celui d'anciens micaschistes à séricite et chlorite que l'albitisation a très largement atteints et qui forment actuellement le niveau des gneiss albitiques de Pont-Canavese. L'albite s'y présente sous le même habitus que dans les gneiss de Pessinetto sous-jacents; toutefois on n'y rencontre plus le faciès des embréchites albitiques.

En ce qui concerne les faciès accessoires, il est intéressant de rappeler que vers le sommet du niveau de Pont-Canavese, certaines lentilles de gneiss albitiques à amphibole présentent déjà des traces de glaucophanisation; cette transformation des amphiboles préexistantes est antérieure à la cristallisation de l'albite.

Dans la partie supérieure de la zone des Micaschistes supérieurs, le faciès dominant était celui de micaschistes amphiboliques entrelardés d'amphibolites. La métasomatose sodique conserve dans ce niveau, dit de Cuorgnè, son caractère général, mais elle se traduit par la présence de glaucophane très généralement répandue, transformant les anciens faciès en micaschistes à glaucophane et en glaucophanites. Cette amphibole sodique pseudomorphose d'anciennes amphiboles (actinote, trémolite) ou bien elle se présente sous la forme de phénoblastes globuleux xénomorphes présentant tous les caractères des phénoblastes d'albite des gneiss albitiques sous-jacents.

L'étude pétrographique et pétrochimique m'a permis de conclure que l'albitisation et la glaucophanisation sont deux effets différents d'une même cause: la métasomatose sodique. Cette différence dans la modalité des effets est due à une différence de la composition chimique originelle des roches soumises à la métasomatose sodique: l'albitisation est en effet liée aux faciès des micaschistes phylliteux (anciens sédiments schisto-argileux) et la glaucophanisation aux faciès des micaschistes amphiboliques (anciens sédiments pélitiques calco-magnésiens).

b) Série cristallophyllienne des Schistes lustrés.

L'ensemble de la série cristallophyllienne alpine des Schistes lustrés appartient, dans la région étudiée, à la zone des Micaschistes supérieurs. On peut toutefois y distinguer une partie inférieure, presque entièrement constituée par des ectinites métasomatiques, et une partie supérieure où les ectinites sont normales.

Les ectinites métasomatiques (Voir p. 15) sont représentées par les prasinites et par les gneiss du Charbonnel.

Les prasinites sont des gneiss albitiques amphiboliques pauvres en quartz, qui résultent de l'albitisation, parfois accompagnée de glaucophanisation ([20]), d'amphiboloschites, chloritoschistes, amphibolites, etc..., dérivant eux-mêmes de faciès sédimentaires argileux.

Les gneiss albitiques du Charbonnel résultent de l'albitisation de calcschistes, séricitoschistes, etc..., dérivant eux-mêmes de faciès sédimentaires schisteux argilo-gréseux plus ou moins calcifères.

L'étude pétrochimique de ces faciès albitiques permet de se rendre compte que l'apport sodique a été accompagné de façon générale par un départ de magnésie et, dans les faciès calcifères, par un important départ de chaux pouvant aller jusqu'à la décalcification complète.

Le sommet du groupe des faciès albitiques de la partie inférieure de la série des Schistes lustrès correspond très nettement à un front de métasomatose sodique d'étendue régionale.

Au-dessus, se situe une zone intermédiaire où des lentilles isolées de prasinites et de gneiss du Charbonnel gisent dans les calcschistes: une telle disposition est tout à fait comparable à celle des migmatites en gisement stratoïde au-dessus du front de migmatisation dans les ectinites de couverture.

Enfin, la partie supérieure de la série des Schistes lustrés est formée de calcschistes, chloritoschistes, séricitoschistes, etc..., qui sont indemnes de toute trace de métasomatose (ectinites normales).

---

(20) Dans ce cas, on constate que la glaucophanisation des amphiboles est toujours antérieure à l'albitisation. Il semble donc que l'apport sodique se soit fixé dans un premier temps de façon préférentielle sur les amphiboles en les glaucophanisant, puis, ayant perdu cette faculté de substitution, il aurait donné lieu dans un second temps à la cristallisation massive de l'albite. On peut se demander les raisons de ce changement dans les effets de la métasomatose sodique aboutissant dans un même faciès à la coexistence de glaucophane et d'albite, alors que dans des faciès, somme toute peu différents (Groupe de Cuorgnè), toutes les amphiboles ont été glaucophanisées et l'excès de soude a continué à s'individualiser sous forme de phénoblastes de glaucophane. Je ne pense pas que les conditions physiques (« profondeur ») soient à incriminer, car la coexistence de l'albite et de la glaucophane peut s'observer à des niveaux divers du complexe des Alpes Graies, aussi bien au-dessous du groupe de Cuorgnè (au sommet du niveau des gneiss de Pont-Canavese), qu'au-dessus (dans certaines prasinites de la série des Schistes lustrés). On peut soupçonner que la composition chimique originelle des roches a joué encore ici un rôle important: en effet, les faciès à glaucophane et albite associées sont toujours plus siliceux, moins calco-magnésiens, que les faciès purement glaucophaniques du groupe de Cuorgnè.

METAPHORPHISME D'AGE		FACIES PETROGRAPHIQUES	Numéros des analyses	Na^2O %	K^2O %	$\frac{Na^2O}{K^2O}$ Mol.	METASOMATOSE SODIQUE ALPINE
ANTEALPIN	ALPIN						
		I — *Série alpine des Schistes lustrés*					
		Calcschiste	1	0,29	1,90	0,25	Nulle
		Marbre phylliteux	2	0,38	0,87	0,5	
							FRONT DE METASOMATOSE
		Gneiss albitique du Charbonnel	4	3,65	2,24	2,6	
		Gneiss albitique du Charbonnel	5	4,76	1,80	4,0	Décroissante
		Prasinite amphibolique	6	3,28	0,75	7,4	
		Prasinite épidotique à amphibole	7	3,06	0,60	8,1	
	Zone des	Prasinite gneissique	9	2,90	0,27	17,4	
		Ovardite à épidote	8	3,76	0,30	20,0	
		Prasinite à glaucophane	10	4,16	0,27	24,4	
	Micaschistes						Intense
		II — *Série antéhouillère Grand Paradis - Sesia-Lanzo.*					
	supérieurs						
Zone des Micaschistes supérieurs		Glaucophanite à épidote	31	5,64	0,75	8,2	
		Micaschiste à glaucophane	30	2,71	1,05	4,0	
		Gneiss albitique de Pont-Canavese	27	3,06	1,80	2,5	
		Gneiss albitique de Pont-Canavese	25	3,06	3,71	1,26	Croissante
Zone des Micaschistes inférieurs		Gneiss albitique de Pessinetto	24	3,12	2,08	2,38	
		Embréchite albitique de Fornello	26	3,31	3,96	1,30	
		Gneiss albitique à deux micas	19	2,73	3,26	1,30	Faible
Zone des Migmatites		Embréchites œillées du Grand Paradis — Zone supérieure	16	3,13	3,94	1,24	
		Embréchites œillées du Grand Paradis — Zone moyenne	15	2,08	2,36	1,28	
		Embréchites œillées du Grand Paradis — Zone inférieure	14	1,52	3,97	0,57	
Zone des Granites d'anatexie	Zone des Micaschistes inférieurs	Granite d'anatexie des Scalari	12	1,53	5,10	0,44	Très faible

TABLEAU IV

Tels sont les effets de la métasomatose sodique dans le complexe cristallophyllien des Alpes Graies. On voit en résumé que l'apport sodique, très faible ou nul à l'extrême base de la série (granite d'anatexie et zones inférieures des embréchites), s'intensifie progressivement et se généralise vers le haut en passant par un maximum très net dans les faciès amphiboliques (groupe de Cuorgnè et prasinites des Schistes lustrés) puis il cesse assez brusquement dans la partie moyenne de la série des Schistes lustrés. Le tableau IV (p. 275), qui groupe les teneurs en Na^2O et K^2O des principaux faciès pétrographiques du complexe des Alpes Graies, met en relief ces résultats; les rapports moléculaires des alcalins, font nettement ressortir les variations indiquées ci-dessus.

Il est en outre important de rappeler que plus au Nord de la région étudiée, dans le massif du Mont-Rose, par suite du relèvement axial vers le Nord Est, la zone de métamorphisme alpin des Micaschistes inférieurs, dans laquelle la partie profonde du vieux socle a été reprise, a été mise à nu par l'érosion. P. Bearth [1952] ayant signalé que l'oligoclase succédait en profondeur à l'albite secondaire des zones superficielles, il semble que ce changement dans la nature de la métasomatose alpine puisse être mis en relation avec le fait qu'on se trouve là dans une zone plus profonde du métamorphisme alpin. La chose est d'ailleurs confirmée par la présence de niveaux métasomatiques oligoclasiques et même andésiniques, et non plus albitiques, dans les Schistes lustrés du Tessin (P. Hasler, *op. cit.*) qui, de fait, appartiennent à la zone des Micaschistes inférieurs.

2. — La métasomatose alpine dans le temps.

L'étude pétrographique du complexe cristallophyllien des Alpes Graies m'a permis de montrer que les phénomènes métasomatiques liés au métamorphisme d'âge alpin, se sont échelonnés dans le temps.

On peut distinguer en effet une première phase limitée à l'albitisation du microcline sodique à la base du complexe cristallophyllien (granite d'anatexie et partie inférieure des embréchites). Cette albitisation se traduit par la présence autour du feldspath potassique d'une couronne irrégulière d'albite (An_5) qui est antérieure à la cristallisation de la mésostase granoblastique de néoformation qui la traverse par endroits. Il se peut que cette phase corresponde à une remobilisation ancienne de la soude contenue dans le microcline: de tels phénomènes peuvent en effet se produire en fin de migmatisation (J. Jung [1949]); vue sous cet angle le phénomène serait donc d'âge hercynien. Mais il est peu probable qu'il en soit ainsi étant donné l'évolution métamorphique compliquée du socle alpin et il est préférable de penser qu'il s'agit d'une première remise en mouvement de la soude en liaison avec les premiers symptômes du métamorphisme alpin.

La seconde phase d'albitisation se développe dans toute la série des embréchites où, peu importante à la base et au sommet, elle devient maxima dans les zones moyennes. Cette phase est de toute évidence alpine car elle est contemporaine de la recristallisation récente: elle se traduit en effet par substitution marginale au microcline d'albite maclée (An_{0-4}) qui appartient à la mésostase de néoformation.

Enfin on peut distinguer une phase métasomatique tardive qui, nulle à la base du complexe cristallophyllien, se développe déjà notablement dans la série des embréchites du Grand Paradis, mais surtout dans leur couverture d'ectinites (gneiss minuti) et

à la base de la série alpine des Schistes lustrés (prasinites et gneiss du Charbonnel). On a vu que cette métasomatose sodique se traduit soit par albitisation soit par glaucophanisation suivant la nature des faciès originels. J'ai insisté à maintes reprises au cours de ce travail sur le caractère post-cinématique de cette albitisation et de cette glaucophanisation et j'ai montré aussi que les apports métasomatiques de soude avaient nettement dépassé dans le temps les phénomènes de recristallisation sous tension (ectinisation).

En résumé, si on excepte la première phase d'albitisation, dont l'âge est douteux et qui, par ailleurs est cantonnée à l'extrême base du complexe cristallophyllien, on constate que la métasomatose sodique a suivi de près le déclanchement de l'ectinisation, qu'elle l'a ensuite accompagnée et finalement surtout suivie. La métasomatose sodique, qui confère un cachet si particulier à la majeure partie des schistes cristallins de la zone pennique, apparaît donc comme un phénomène essentiellement lié au métamorphisme alpin mais le dépassant nettement dans le temps.

3. — **Caractères généraux de la métasomatose.**

a) *La métasomatose apparaît comme un phénomène tardif dans l'évolution métamorphique.*

Dans le cas qui nous intéresse, l'albitisation ou la glaucophanisation, selon la nature chimique des faciès pétrographiques originels, se surajoutent en effet à un métamorphisme d'ectinisation qui débute toujours avant le déclanchement des processus métasomatiques. Mais il reste évident que les deux phénomènes sont, au moins en partie, télescopés. Il serait donc inexact, à mon avis, de séparer d'une part le métamorphisme général de tension et d'autre part la métasomatose, bien que ce dernier phénomène ne s'adjoigne pas nécessairement à tout métamorphisme général de tension.

On doit donc distinguer, avec J. Jung et M. Roques [1952] des formations cristallophylliennes normales, où la métasomatose est nulle ou négligeable, et des formations cristallophylliennes métasomatiques où l'apport métasomatique prend une importance plus ou moins considérable.

b) *La métasomatose alcaline est fractionnée et sa nature chimique semble varier en fonction des zones de « profondeur » du métamorphisme général.*

Dans le complexe cristallophyllien de la zone interne alpine, la zone des Micaschistes supérieurs d'âge alpin est caractérisée par une métasomatose purement sodique se traduisant principalement par la néoformation d'albite pure (An_0) ou par la sodification d'amphiboles préexistantes (glaucophanisation). A l'extrême base de la zone des Micaschistes supérieurs d'âge alpin, l'albite contient déjà une proportion notable d'anorthite (Albite An_5 de la base du complexe cristallophyllien des Alpes Graies). Enfin, dans la zone des Micaschistes inférieurs d'âge alpin, l'oligoclase (Mont-Rose et Tessin) et même l'andésine (Tessin) se substituent à l'albite et la métasomatose devient calco-sodique.

Dans certaines séries cristallophylliennes, la « plagitisation » (J. Jung et M. Roques [1952], p. 28) peut donc succéder en toute continuité, en particulier dans la zone des Micaschistes inférieurs, à l'albitisation et à la glaucophanisation, qui semblent se cantonner préférentiellement, dans la plupart des cas, à la zone des Micaschistes supé-

rieurs. Il se peut d'ailleurs que cette sorte de distillation fractionnée se produise en plusieurs phases échelonnées dans le temps, mais je n'ai pas d'arguments pour le prouver.

De telles constatations sont en plein accord avec les idées exprimées par P. Lapadu-Hargues. L'étude statistique de la composition chimique des schistes cristallins dérivant de faciès silico-alumineux à laquelle s'est livré cet auteur [1945, 1949] a montré en particulier l'existence de migrations fractionnées d'éléments, le calcium pouvant émigrer jusqu'au sommet de la zone des Micaschistes inférieurs (groupe III de P. Lapadu-Hargues) alors que le sodium peut émigrer seul jusqu'au sommet de la zone des Micaschistes supérieurs (groupe II de P. Lapadu-Hargues) (Voir: P. Lapadu-Hargues [1945], fig. 7, p. 300).

Il convient toutefois de remarquer que de tels phénomènes apparaissent, sur le terrain, discontinus dans le détail. On a vu en effet qu'on pouvait observer des hauts et des bas dans l'intensité de l'albitisation et de la glaucophanisation au sein d'un même faciès pétrographique; de même on peut mettre en évidence des minima, des maxima et même des arrêts brusques (front de métasomatose) dans la métasomatose affectant une même zone d'isométamorphisme. L'étude statistique globale de P. Lapadu-Hargues, pour très suggestive qu'elle soit, masque totalement, comme d'ailleurs toutes les grandes études synthétiques et généralisatrices, les discontinuités réelles et elle « nivelle » en quelque sorte les phénomènes métasomatiques dans les schistes cristallins. Elle ne peut donc tenir compte de cette réalité de terrain indiscutable: l'existence de séries cristallophylliennes où l'apport joue le rôle capital et celle de séries cristallophylliennes où l'apport est nul ou insignifiant.

c) *Le mécanisme de la glaucophanisation et de l'albitisation correspond à une phase hydrothermale de la métasomatose.*

La très large diffusion de l'albite, en particulier, dans la zone des Micaschistes supérieurs d'âge alpin implique à elle seule que l'agent de transport du sodium est l'eau liquide. Au surplus, l'étude décrépitométrique ([21]) de l'albite contenue dans les calcaires dolomitiques triasiques de la région, qui sont les seules roches où l'albite peut être facilement isolée, montre que ce minéral s'est formé à une température relativement basse, voisine de 175°, c'est-à-dire bien au-dessous de la température critique de l'eau.

d) *Les faciès pétrographiques engendrés par la métasomatose sodique, lors de l'albitisation de micaschistes, peuvent présenter des textures diverses.*

Ces roches vont en effet des gneiss fins et régulièrement lités, type le plus fréquemment réalisé, aux embréchites typiques, œillées ou rubannées (p. 186) et même aux épibolites (p. 134). On a vu (p. 189) que ces différences tiennent non seulement à la texture de la roche mais aussi au volume de l'apport sodique, qui est nettement plus important dans les faciès embréchitiques.

Il n'est pas possible d'établir pour de tels faciès une zonéographie basée sur les textures, comme celle qui a été proposée par J. Jung et M. Roques [1952, p. 35] pour

---

(21) Je remercie M^lle^ M. Pelletier qui a bien voulu effectuer plusieurs mesures au décrépitomètre électronique du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Clermont. Pour la technique utilisée, voir: M. Pelletier: Etude décrépitométrique du filon de fluorine du Beix et de quelques minéraux du Massif Central français. *D.E.S. Clermont* (1952) (dactylographié).

les migmatites fondamentales: les divers faciès métasomatiques (gneiss, embréchites, épibolites) sont en effet inextricablement mêlés sur le terrain, parfois avec de nombreuses récurrences.

C. — METASOMATOSE ET RETROMORPHOSE.

Il est impossible de ne point se demander finalement quelle peut être l'origine de la métasomatose sodique alpine.

On peut invoquer tout d'abord des causes générales. Par exemple, si l'on admet, avec les théories nouvelles sur l'orogénèse (Voir: L. Moret [1950], p. 21 et suiv.), l'existence de phénomènes de granitisation dans le tréfonds de la boucle sialique, véritable « racine » de la chaîne de montagnes en surrection, on peut concevoir le déroulement suivant: migmatisation calco-sodi-potassique des parties profondes de la racine (C.E. Wegmann) provoquant très tôt le départ des éléments ferro-magnésiens en un front cafémique producteur de roches ultrabasiques et basiques géosynclinales (R.W. Van Bemmelen), puis ultérieurement départ des alcalins et des alcalino-terreux en un front de métasomatose qui se fractionnerait au cours de l'ascension, les ions K et Ca s'arrêtant successivement dans leur migration vers le haut et laissant aux ions Na le soin d'imbiber seuls les parties plus superficielles de l'édifice (P. Lapadu-Hargues). Dans un tel mécanisme, la soude qui imprègne à des degrés divers le complexe cristallophyllien des Alpes Graies aurait donc une origine très profonde et de telles migrations évoqueraient typiquement les « colonnes filtrantes » de P. Termier.

Mais il est évident que de telles conceptions demeurent dans le domaine de l'hypothèse pure et nul jusqu'à présent n'a pu observer les migmatites calco-sodi-potassiques engendrées par le métamorphisme d'âge alpin. Des études complémentaires seraient nécessaires à ce sujet pour confirmer les vues de certains auteurs, comme C. Exner ([22]) par exemple, qui admettent actuellement, dans les Alpes orientales, la possibilité d'une telle migmatisation récente.

Limitons-nous donc pour l'instant au domaine de l'observation et constatons en premier lieu que le métamorphisme alpin constitue un cas très particulier par l'étendue à la fois en hauteur et en surface de la métasomatose sodique, alors que d'ordinaire de tels phénomènes sont au contraire très limités.

Mais il convient en outre de remarquer que les zones les plus profondes de la série polymétamorphique des Alpes Graies (granite d'anatexie des Scalari, majeure partie de la série des embréchites du Grand Paradis) ne sont que peu ou pas affectées par la métasomatose sodique et que leur teneur en soude est même relativement faible si on la compare par exemple à celle des embréchites classiques du Massif Central dont M. Roques ([1941], p. 414 et suiv.) a publié des analyses chimiques. Au contraire les embréchites de la partie supérieure de la série du Grand Paradis, les ectinites de la couverture (gneiss minuti de Sparone, micaschistes à glaucophane de Cuorgnè) ainsi que les faciès albitiques de la base de la série des Schistes lustrés, sont, comme on l'a vu, anormalement riches en soude. L'enrichissement en soude des roches de la couverture est

(22) C. Exner (1917): Das Gneissproblem in den östlichen Hohen Tauern. *Min. Petr. Mitt.*, (3), 1, p. 82.

donc en quelque sorte compensé par un appauvrissement en soude des roches du socle. Cette constatation conduit à admettre que le matériel sodique diffusé par la métasomatose alpine peut avoir, au moins en partie, une origine relativement peu profonde qui se situerait dans le vieux socle migmatitique ([23]).

On rejoindrait ainsi les idées exprimées par P. Eskola [1949] qui, après avoir passé en revue un certain nombre de « mantled gneiss domes » répartis dans le monde entier, et en particulier les massifs cristallins internes des Alpes occidentales, aboutit à la conclusion générale d'une remobilisation de certains éléments du socle avec diffusion plus ou moins importante dans le « manteau » de gneiss, pendant l'acquisition de la structure en coupole (« doming »), la condition nécessaire et suffisante étant la succession de deux cycles orogéniques.

Il est donc possible d'entrevoir une relation de cause à effet entre le polymétamorphisme ou la rétromorphose, dus à la superposition de deux cycles métamorphiques en liaison avec deux orogénèses successives, et les phénomènes de métasomatose alcaline. La reprise d'un vieux matériel migmatitique par un métamorphisme moins « profond » produirait une remobilisation des éléments parmi lesquels les ions Na, les plus aptes à émigrer (P. Lapadu-Hargues [1945]), diffuseraient largement vers le haut dans la couverture. Il est assez troublant de constater que dans quelques exemples précis de rétromorphose de matériels migmatitiques, les ectinites de couverture sont précisément toujours albitisées: tel est le cas des micaschistes à albite surmontant les embréchites œillées, rétromorphosées dans la zone des Micaschistes supérieurs, du massif de Rieupeyroux dans le Massif Central (M. Roques [1941], p. 123 à 167); tel serait aussi le cas des gneiss albitiques faisant partie des séries migmatitiques rétromorphosées de la région d'Ambositra à Madagascar (A. Emberger, renseignement oral et mémoire cité ([24])).

Sans vouloir prétendre que tous les phénomènes de métasomatose sodique sont nécessairement en liaison avec un polymétamorphisme, il se peut que l'association de la rétromorphose et de la métasomatose sodique ne soit pas fortuite. Seules des études complémentaires permettront d'appuyer ou d'infirmer cette suggestion.

---

(23) P. Bearth (1948), dans la région du Mont-Rose, a démontré par une étude pétrochimique rigoureuse, en comparant des faciès non albitiques à des faciès très albitisés, que la teneur en soude des premiers était notoirement insuffisante pour fournir toute l'albite des seconds. Mais rien ne prouve que la composition chimique des faciès non albitiques soit originelle et on peut objecter à cet auteur que les faciès non albitiques sont pauvres en soude précisément parce que leur soude a été remobilisée et concentrée ailleurs.

(24) A. Emberger (1952): Etude géologique de la feuille Ambositra. *Trav. Bureau Géol. Madagascar*, n° 31.

BIBLIOGRAPHIE

Principales abréviations:

B.R.C.G.I. : Bolletino del R. Comitato Geologico d'Italia, Roma.
B.S.C.G.F. : Bulletin des Services de la Carte Géologique de France et des Topographies Souterraines, Paris.
B.S.G.F. : Bulletin de la Société Géologique de France, Paris.
B.S.G.I. : Bolletino della Società Geologica Italiana, Roma.
B.S.M.P. : Bulletin Suisse de Minéralogie et de Pétrographie, Zurich.
C.R.A.S. : Comptes rendus hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences, Paris.
C.R.S.G.F. : Compte rendu sommaire des Séances de la Société Géologique de France, Paris.

N.-B. — *Pour les périodiques, on a indiqué successivement: la série (entre parenthèses), le volume et la pagination.*

Amstutz A. (1935) Note préliminaire sur la structure des Pennides au Sud d'Aoste. *Archives des Sciences, Genève,* 140, p. 214-222.
— (1949) Structure et genèse des plissements alpins au Sud d'Aoste. *Ibid.,* 154, p. 163-165.
— (1950) Pennides au Sud d'Aoste et nappe du Mont-Rose. *Ibid.,* 155, p. 231-232.
— (1951 a) Sur la zone dite des racines dans les Alpes occidentales. *Ibid.,* 156, p. 319-323.
— (1951 b) Sur l'évolution des structures alpines. *Ibid.,* 156, p. 323-329.
— (1951 c) Sur le paléozoïque des Pennides au Sud d'Aoste. *Ibid.,* 156, p. 329-334.

Anderson G.H. (1937) Granitization, albitization and related phenomena in the Northern Inyo Range of California Nevada. *Bull. Geol. Soc. Amer.,* 48, p. 1-74.

Argand E. (1906) Contribution à l'histoire du géosynclinal piémontais. *C.R.A.S.,* 142, p. 809-811.
— (1911) Les nappes de recouvrement des Alpes occidentales et les territoires environnants. Essai de carte structurale (Echelle: 1/500000). *Mat. Carte Géol. Suisse,* (Nouv. Sér.), 27. (Carte spéciale n° 64, 4 pl.).
— (1911) Les nappes de recouvrement des Alpes pennines et leurs prolongements structuraux. *Mat. Carte Géol. Suisse,* (Nouv. sér.), 31, p. 1-26 (1 carte tectonique, 2 stéréogrammes).
— (1916) Sur l'arc des Alpes occidentales. *Ecl. Geol. Helv.,* 14, p. 145-199.
— (1934) La zone pennique. *Guide Géol. Suisse,* 3, p. 149-189.

Artini E., Melzi G. (1900) Ricerche petrografiche e geologiche sulla Valsesia. *Mem. R. Ist. Lombardo Sc. Lett.,* 18, p. 220-390.

Baretti M. (1877) Studi geologici sul gruppo del Gran Paradiso. *Mem. R. Accad. Naz. Lincei,* (3), 1, p. 195-313.

Bastin E. (1909) Chemical composition as a criterion in identifying metamorphosed sediments. *Journ. Geol.,* 17, p. 444-472.

Bearth P. (1939) Ueber den Zusammenhang von Monte Rosa und Bernhard-Decke. *Ecl. Geol. Helv.*, 32, p. 101-111.

— (1945) Ueber spätalpine granitische Intrusionen in der Monte Rosa - Bernhard-Decke. *B.S. M.P.*, 25, p. 1-22.

— (1948) Ueber Albitisierung im Altkristallin des Monte Rosa *Ibid.*, 28, p. 140-145.

— (1949) Bemerkungen zur Metamorphose und Granitbildungen im Monte Rosa Gebiet. *Ibid.*, 29, p. 193-197.

— (1952) Geologie und Petrographie des Monte Rosa. *Mat. Carte Géol. Suisse,* (Nouv. sér.), 96, 94 p.

Bertrand M. (1884) Rapports de structure des Alpes de Glaris et du Bassin houiller du Nord. *B.S. G.F.*, (3), 12, p. 318-330.

— (1889) Sur les schistes lustrés du Mont Cenis. *Ibid.*, (3), 17, p. 880-883.

— (1894 a) Sur l'âge des schistes lustrés de la Maurienne et de la Tarentaise. *C.R.S.G.F.*, p. 24-27.

— (1894 b) Etudes dans les Alpes françaises. Structure en éventail, massifs amygdaloïdes et métamorphisme. *B.S.G.F.*, (3), 22, p. 69-118.

— (1894 c) Etudes dans les Alpes françaises. Schistes lustrés de la zone centrale. *Ibid.*, (3), 22, p. 119-162.

— (1894 d) Maurienne et Tarentaise. *B.S.C.G.F.*, 38, p. 110-115.

— (1894 e) Sur la structure des Alpes françaises. *C.R.A.S.*, 118, p. 212-215.

— (1897) Structure des Alpes françaises et récurrences de certains faciès sédimentaires. *C.R. 6e Congrès Géol. Int. Zurich,* p. 161-177.

Bertrand M., Termier P. (1895) Carte géologique détaillée de la France au 1/80.000. Feuille 179 bis: Bonneval.

— (1899) Carte géologique détaillée de la France au 1/80.000. Feuille 169 ter: Tignes.

Blanchard R. (1952) Les Alpes occidentales. Tome VI: Le versant piémontais, vol. 1. (Arthaud,Grenoble-Paris), 380 p.

Bonney T.G. (1889) Notes on two traverses of cristalline rocks of the Alps. *Quart. Journ. Geol. Soc. London,* 45, p. 67-109.

Brochant de Villiers A. (1808) Observations géologiques sur des terrains de transition qui se rencontrent dans la Tarentaise et autres parties de la chaîne des Alpes. *Journal des Mines,* 23, p. 321-380.

Brouwer H.A., Egeler C.G. (1951) Sur le métamorphisme à glaucophane dans la nappe des Schistes lustrés de la Corse. *Proc. Kon. Nederl. Akad. Wetensch.*, (B), 54, p. 130-139.

— (1952) The glaucophane facies metamorphism in the Schistes lustrés nappe of Corsica. *Verh. Kon. Nederl. Akad. Wetensch.*, 48, p. 1-71.

Bucca L. (1886) Appunti petrografici sul gruppo del Gran Paradiso nelle Alpi occidentali. *B.R.C.G.I.*, 17, p. 449-467.

Chelussi I. (1891) Studio petrografico sopra alcune roccie della valle di Chialamberto in Piemonte. *Giorn. Min. Crist. Petr.*, 2, p. 196-210, 270-277.

Cornelius H.P. (1921) Ueber einige Probleme der pennidischen Zone der Westalpen. *Geol. Rundschau,* 10, p. 289-318.

— (1925) Zur Vorgeschichte der Alpen faltung. *Ibid.*, 16, p. 350-377, 417-434.

— (1930) Zur Frage der Beziehungen von Metamorphose und Tecktonik in den französischen Alpen. *Mitt. Geol. Ges. Wien,* 23, p. 142-151.

— (1934) Das Profil des Col Lauzon in den Grajischen Alpen. *Ibid.*, 27, p. 132-142.

— (1936) Einige Beobachtungen an den Gneisen des Monte Rosa und Gran Paradiso. *Ibid.*, 29, p. 1-20.

DAL PIAZ G.B. (1920) Sulle ofioliti alpine della zona della Grivola. *Atti Accad. Sc. Veneto-Trentina-Istriana,* (3), 11, p. 71-82.

— (1927) Su alcuni lembi del ricoprimento della Dent-Blanche (VI) compressi entro le formazione posttriasiche della Grivola. *Rend. R. Accad. Naz. Lincei,* (6), 6, p. 525-528.

— (1928 a) La digitazione gneissica di Val Inferno (Gran Paradiso) e le sue relazioni con la massa frontale del ricoprimento quinto. *Ibid.,* (6), 7, p. 150-154.

— (1928 b) Sulla geologia del gruppo della Grivola. *Ibid.,* (6), 7, p.414-419.

— (1928 c) Geologia della catena Herbetet-Grivola - Gran Nomenon. *Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova,* 7, 83 p., (Carte au 1/25.000).

— (1929 La nappe de la Dent-Blanche ou des Schistes lustrés dans les Alpes occidentales. *Bull. Soc. Flore Valdôtaine,* 20, p. 39-51.

— (1931) Su alcuni fenomeni geologici avvenuti durante il Paleozoico superiore nella zona pennidica della Tetide corrispondente al ricoprimento quinto. *Atti Assoc. Miner. Piemonte,* p. 1-3.

— (1938) Alcuni considerazioni sull'età degli orthogneiss del Gran Paradiso, del Monte Rosa e degli Alti Tauri. *Periodico di Mineralogia,* 9, p. 273-287.

— (1939) La discordanza ercinica nella zona pennidica e le sue conseguenze nei riguardi della storia geologica delle Alpi. *B.S.G.I.,* 58, p. 105-152.

D'AUBUISSON J.F. (1811) Statistique minéralogique du Département de la Doire. *Journal des Mines.* 29, p. 241-264, 321-348.

DE SAUSSURE H.B. (1779-1796) Voyages dans les Alpes (Neuchâtel).

DIENER C. (1891) Der Gebirgsbau der Westalpen (Tempsky, Wien).

ELLENBERGER F. (1950 a) Sur la série stratigraphique et la structure de la Vanoise. *B.S.C.G.F.,* 226, p. 83-118.

— (1950 b) Sur les gypses de la Vanoise. *C.R.S.G.F.,* p. 265-267.

— (1951 a) Le Crétacé supérieur briançonnais au Nord de l'Arc et la nappe des Schistes lustrés. *Ibid.,* p. 10-12.

— (1951 b) Le géosynclinal briançonnais archaïque et les renversements de subsidence (Reliefumkehrung) dans la préorogénèse alpine. *Ibid.,* p. 133-136.

— (1952) Sur l'âge du métamorphisme dans la Vanoise. *Ibid.,* p. 318-321.

ESKOLA P. (1949) The problem of mantled gneiss domes. *Quart. Journal Geol. Soc. London,* 104, p. 461-476.

FRANCHI S. (1894) Notizie sopra alcune metamorfosi di eufotide e diabase nelle Alpi occidentali. *B.R.C.G.I.,* 25, p. 181-204.

— (1896) Prasiniti ed amfiboliti sodiche provenienti della metamorfosi di roccie diabasiche presso Pegli, nelle isole Giglio e Gorgona, ed al Capo Argentario. *B.S.G.I.,* 15, p. 169-181.

— (1898) Sull'età mesozoica della zona delle pietre verdi nelle Alpi occidentali. *B.R.C.G.I.,* 29, p. 173-247, 325-482.

— (1899) Nuove località con fossili mesozoici nella zona delle pietre verdi presso il colle del Piccolo San Bernardo. *Ibid.,* 30, p. 303-324.

— (1902 a) Ueber Feldspath-Uralitisierung der Natron-Thonerde-Pyroxene aus den eklogitischen Glimmerschiefern der Gebirge von Biella (Graiische Alpen). *Neues Jahrbuch Miner. Geol. Pal.,* 2, p. 112-126.

— (1902 b) Contribuzione allo studio delle roccie a glaucofane e del metamorfismo onde ebbero origine nelle regione liguro-alpino occidentale. *B.R.C.G.I.,* 33, p. 255-318.

— (1904) Ancora sull'età mesozoica della zona delle pietre verdi. *Ibid.,* 35, p. 125-179.

— (1906) Sulla tettonica della zona del Piemonte. *Ibid.,* 37, p. 118-144.

— (1909) Bibliografia ragionata dei principali lavori concernenti la geologia e cronologia dei terreni a facies piemontese (zona delle pietre verdi, schistes lustrés, Bündnerschiefer, Schieferhülle). *Ibid.,* 40, p. 552-591.

Franchi S. (1910) Il Retico quale zona di transizione fra la Dolomia principale ed il Lias a facies piemontese. *Ibid.*, 41, p. 306-338.

— (1925 a) I dati stratigrafici e paleontologici fondamentali per l'età secondaria dei Calcescisti e l'ipotesi di un grande careggiamento della massa di questi nelle Alpi franco-italiane. *Rend. R. Accad. Naz. Lincei*, (6), 1, p. 283-291.

— (1925 b) Sulla grande varietà dei complessi litologici del Trias metamorfico delle Alpi occidentali. *Ibid.*, (6), 1, p. 423-429.

— (1929) Sulla tettonica della zona delle Alpi Cozie franco-italiana. *Mem. Descr. Carta Geol. Italia*, 22, p. 5-63.

Gastaldi B. (1871) Studi geologici sulle Alpi occidentali. *Mem. Descr. Carta Geol. Italia*, 1, p. 1-36.

— (1874) Studi geologici sulle Alpi occidentali. *Ibid.*, 2, p. 1-63.

(1878) Sui rilevamenti geologici fatti nelle Alpi piemontese durante la campagna del 1877. *Mem. R. Accad. Naz. Lincei*, (3), 2, p. 1-11.

Gianotti G. (1891) Appunti geologici sulla Valle di Chialamberto (Valli di Lanzo, Alpi Graie). *B.S. G.I.*, 10, p. 149-167.

Gignoux M. (1950) Comment les géologues des Alpes françaises conçoivent la tectonique d'écoulement. *Geol. Mijnbouw*, 12, p. 342-345.

— (1951) Discontinuités dans le Houiller et le Permien des Alpes françaises. *C.R.S.G.F.*, p. 89-91.

Gignoux M., Moret L. (1931) Un itinéraire géologique à travers les Alpes françaises de Voreppe à Grenoble et en Maurienne. *Trav. Labor. Géol. Grenoble*, 15, fasc. 3, p. 1-124.

Gras Sc. (1844) Introduction à un essai sur la constitution géologique des Alpes centrales de la France et de la Savoie. *B.S.G.F.*, (2), 1, p. 690-730.

Haug E. (1905) Sur l'âge des Schistes lustrés. *B.S.G.F.*, (4), 5, p. 856-858.

— (1925) Contribution à une synthèse stratigraphique des Alpes occidentales. *Ibid.*, (4), 25, p. 97-244.

Hermann F. (1925) Paléogéographie et genèse pennique. *Ecl. Geol. Helv.*, 19, p. 606-618.

— (1927) Conceptions nouvelles sur la tectonique des Alpes franco-italiennes. *C.R.A.S.*, 185, p. 1204-1206.

— (1928) La nappe de la Dent-Blanche et les nappes de Schistes lustrés en Maurienne et en Tarentaise. *Ecl. Geol. Helv.*, 21, p. 70-71.

— (1930) Il ricoprimento dei Calcescisti fra i massici d'Ambin e del Gran Paradiso. *Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova*, 8, p. 11-55.

— (1938 a) Carta geologica delle Alpi nord-occidentali alla scala 1/200.000 (Milano).

— (1938 b) Note illustrative per la Carta geologica delle Alpi nord-occidentali. Carta strutturale delle Alpi nord-occidentali alla scala 1/750.000 (Milano), 24 p.

Hermann F., Raguin E. (1930) Carta geologica della regione compressa fra i massici d'Ambin e del Gran Paradiso alla scala 3/200.000. *Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova*, 8.

Ippolito F. (1950) Rilevamento della zona del Moncenisio nelle Alpi piemontesi. *B.S.G.I.*, 59, p. 101.

Jenny H. (1924) Die alpine Faltung, ihre Anordnung in Raum und Zeit (Borntraeger, Berlin) VIII + 176 p.

Jung J. (1949) Les gneiss œillés de Bort-les-Orgues (Corrèze). Contribution à l'étude de la métasomatose alcaline. *Ann. Hébert et Haug, Paris*, 7, p. 223-238.

Jung J., Roques M. (1936) Les zones d'isométamorphisme dans le terrain cristallophyllien du Massif Central français. *Rev. Sc. Nat. Auvergne*, 2, p. 38-85.

— (1938) Les schistes cristallins du Massif Central. *B.S.C.G.F.*, 197, p. 120-148.

— (1952) Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes. *Ibid.*, 235, 62 p.

KILIAN W., PUSSENOT Ch. (1912) Sur l'âge des Schistes lustrés des Alpes franco-italiennes. *C.R.A.S.*, 155, p. 887-891.

KILIAN W., TERMIER P. (1920) Sur l'âge des Schistes lustrés des Alpes occidentales. *Ibid.*, 171, p. 1348-1353.

LAPADU-HARGUES P. (1945) Sur l'existence et la nature de l'apport chimique dans certaines séries cristallophylliennes. *B.S.G.F.*, (5), 15, p. 255-310.

— (1949) Contribution aux problèmes de l'apport dans le métamorphisme. *Ibid.*, (5), 19, p. 89-109.

— (1952) Considérations sur l'origine des amphibolites. *C.R.A.S.*, 234, p. 352-353.

LORY Ch. (1866) Essai sur la structure géologique de la partie des Alpes comprise entre le Mont Blanc et le Mont Viso. *B.S.G.F.*, (2), 23, p. 482-497.

— (1881) Sur les schistes cristallins des Alpes occidentales et sur le rôle des failles dans la structure géologique de cette région. *Ibid.*, (3), 9, p. 652-679.

LUGEON M. (1902) Sur la coupe géologique du Massif du Simplon. *C.R.A.S.*, 134, p. 726-727.

LUGEON M., ARGAND E. (1905 a) Sur les grandes nappes de recouvrement de la zone du Piémont. *Ibid.*, 140, p. 1364-1367.

— (1905 b) Sur les homologies dans les nappes de recouvrement de la zone du Piémont. *Ibid.*, 140, p. 1491-1493.

MATTIROLO E. (1899) Relazione sul rilevamento geologico eseguito nel 1897 nella valle di Champorcher (Alpi Graie). *B.R.C.G.I.*, 30, p. 3-29.

— (1905) Su di una carta geo-litologica delle Valli di Lanzo. *Ibid.*, 36, p. 191-211.

MICHEL R. (1949) Micaschistes albitisés dans les Schistes lustrés de la Haute-Maurienne. *C.R.A.S.*, 228, p. 1875-1879.

— (1951 a) Zonéographie et âge des schistes cristallins du massif du Grand Paradis (Alpes franco-italiennes). *Ibid.*, 232, p. 1365-1366.

— (1951 b) Lo studio petrografico degli gneiss del Gran Paradiso (Alpi Graie) e le sue conseguenze sulla genesi e sull'età di queste roccie. *B.S.G.I.*, 70, p. 592-598.

— (1951 c) Relations zonéographiques entre le massif de Sesia-Lanzo et le massif du Grand Paradis (Alpes piémontaises). *C.R.A.S.*, 233, p. 1470-1471.

— (1952) Résultats de l'étude pétrographique et zonéographique des schistes cristallins des massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo. *Trav. Labor. Géol. Grenoble*, 30,p. 149-165.

MORET L. (1950) Les idées nouvelles sur l'origine des chaînes de montagnes. *Trav. Labor. Géol. Grenoble*, 28, p. 1-56.

NOVARESE V. (1894 a) Nomenclature e sistematica delle roccie verdi delle Alpi occidentali. *B.R.C.G.I.*, 25, p. 164-181.

— (1894 b) Relazione sul rilevamento eseguito nelle Alpi occidentali (Valli dell'Orco e della Soana) nella campagna del 1893. *Ibid.*, 25, p. 215-230.

— (1889 a) Relazione sui rilevamenti geologici del 1898 nella Val Soana e nella Valsavaranche. *Ibid.*, 30, p. 29-31.

— (1889 b) Le Alpi piemontesi. *Mem. Soc. Geogr. Ital.*, 9, p. 25-81.

— (1901) Relazione sui rilevamenti geologici del 1899-1900 nella Valchiusella. *B.R.C.G.I.*, 32, p. 32-35.

— (1903) Nuovi giacimenti piemontesi di giadeititi e di roccie giadeitoidi. *B.S.G.I.*, 22, p. 135-140.

— (1905) La grafite nelle Alpi piemontesi. *Atti R. Accad. Sc. Torino*, 40, p. 241-254.

— (1929) La zona del Canavese e le formazioni adiacenti. *Mem. Descr. Carta Geol. Italia*, 22, p. 65-212.

— (1931) La formazione dioritico-kinzigitica in Italia. *Boll. R. Ufficio Geol. Italia*, 56, p. 1-162.

— (1943) Il sistema eruttivo Traversella-Biella. *Mem. Descr. Carta Geol. Italia*, 28, 90 p.

Pardova I., Vallet J.M. (1949) Considérations sur la composition chimique de quelques schistes de Casanna. *Archives des Sciences, Genève,* 154, p. 536-540.

Perrin R., Roubault M. (1947) Sur l'âge alpin de noyaux des nappes pennines. *C.R.S.G.F.,* p. 252-254.

— (1950) A propos des Alpes. *Ibid.,* p. 156-158.

— (1951) Les idées nouvelles en pétrographie et l'étude du métamorphisme alpin. *B.S.M.P.,* 31, p. 552-577.

Preiswerk H., Reinhard M. (1934) Geologische Uebersicht über das Tessin. *Guide Géol. Suisse,* 3, p. 190-204.

Raguin E. (1925) Nouvelles observations sur la région des Alpes comprise entre Modane et Tignes. *B.S.G.F.,* (4), p. 703-727.

— (1929 a) Le faisceau vermiculaire de Zermatt a-t-il son homologue dans la structure géologique de la Haute-Maurienne? *C.R.A.S.,* 189, p. 859-860.

— (1929 b) Subdivisions de la nappe des Schistes lustrés en Haute-Maurienne. *C.R.A.S.,* 189, p. 934-936.

— (1930 a) Sulla struttura della « nappe des Schistes lustrés » nell'Alta-Moriana (Francia). *Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova.,* 8, p. 56-65.

— (1930 b) Notice explicative de la feuille de Tignes au 1/50000. (Imprimerie Nationale, Paris), 48 p.

— (1930 c) Haute-Tarentaise et Haute-Maurienne (Alpes de Savoie) *Mém. Expl. Carte Géol. France,* VI + 107 p.

— (1931) Notice explicative de la feuille de Lanslebourg au 1/50000. (Imprimerie Nationale, Paris), 47 p.

Raguin E., Hermann F. (1930) Carte géologique de la France à l'échelle du 1/500000. Feuille XXXVI-33: Tignes.

— (1931) Carte géologique de la France à l'échelle du 1/50000. Feuille XXXVI-34: Lanslebourg.

Reinhard M. (1935) Ueber Gesteinmetamorphose in den Alpen. *Jaarboeck Mijnbouw Vereeniging, Delft,* p. 39-45.

Robilant M. (1799) Mémoire sur la Minéralogie du Piémont, considérée principalement sous le point de vue économique; où l'on trouve l'indication des mines et des carrières de ce pays. *Journal des Mines,* 9, 81-165.

Roques M. (1941) Les schistes cristallins de la partie sud ouest du Massif Central français. *Mém. Expl. Carte Géol. France,* XXIV + 527 p.

Rovereto G. (1906) Geomorfologia del Gran Paradiso. *Boll. Club. Alp. Ital.,* 37, p. 200-271.

Sacco F. (1925) Orografia, geologia, mineralogia e glaciologia del Parco Nazionale del Gran Paradiso. In « *Parco Nazionale del Gran Paradiso* », (Torino). p. 60-77.
(1932) Schema geologico del Parco Nazionale del Gran Paradiso e delle regioni adiacenti. In « *Il Parco Nazionale del Gran Paradiso* », (Torino). 3, p. 1-25.

Schnell J.R. (1920) Le phénomène de l'albitisation appliqué aux roches alpines. *Bull. Soc. Vaud. Sc. Phys. Nat.,* 198, p. 46-50.

Sismonda A. (1838) Osservazioni mineralogiche e geologiche per servire alla formazione della carta geologica del Piemonte. *Mem. R. Accad. Sc. Torino.* (2), 2, p. 1-40.

— (1948) Notizie e schiarimenti sulla costituzione delle Alpi piemontesi. *Ibid.,* (2), p. 9.

— (1852) Classificazione dei terreni stratificati delle Alpi. *Ibid.,* (2), 12, p. 1-70.

— (1866) Carta geologica di Savoia, Piemonte e Liguria alla scala di 1/500000. (Torino).

Staub R. (1922) Ueber die Verteilung der Serpentine in den alpinen Ophioliten. *B.S.M.P.,* 2, p. 79-149.

— (1924) Der Bau der Alpen: versuch einer Synthese (Mit 1 tektonischen Karte in 1/1000000, 2 Profiltafeln), *Mat. Carte Géol. Suisse,* (Nouv. sér.), 52, 272 p.

— (1948) Aktuelle Fragen im alpinen Grundgebirge. *B.S.M.P.,* 28, p. 761-771.

STELLA A. (1894) Relazione sul rilevamento eseguito nell'anno 1893 nelle Alpi occidentali (Valli dell'Orco e della Soana). *B.R.C.G.I.*, 25, p. 343-371.
— (1895) Sul rilevamento eseguito nel 1894 in valle Varaita (Alpi Cozie). *Ibid.*, 26, p. 283-313.
— (1905) Il problema geo-tettonica dell'Ossola e del Sempione. *Ibid.*, 36, p. 5-41.
— (1927) Sezioni geologiche attraverso l'alte Valle d'Aosta. (Roma).
— (1937) Sopra una formazione gabbro-dioritica e kinzigitica nell'alta Valtelline. *Rend. R. Accad. Naz. Lincei*, (6), 25, p. 537-541.

TERMIER P. (1891) Etude sur la constitution géologique de la Vanoise. *B.S.C.G.F.*, 20, p. 1-147.
— (1895) Feuille de Bonneval. *Ibid.*, (*C.R. Coll.*), 44, p. 150-152.
— (1901 a) Sur les micaschistes, les gneiss, les amphibolites et les roches vertes des Schistes lustrés des Alpes occidentales. *C.R.A.S.*, 133, p. 841-844.
— (1901 b) Sur les trois séries cristallophylliennes des Alpes occidentales, *Ibid.*, 133, p.964-966.
— (1902) Quatre coupes à travers les Alpes franco-italiennes. *B.S.G.F.*, (4), 2, p. 411-433.
— (1903) Les schistes cristallins des Alpes occidentales. *C.R. IX^e Congrès Géol. Int. Vienne*, p. 571-586.
— (1907 Sur la nécessité d'une nouvelle interprétation de la tectonique des Alpes franco-italiennes. *B.S.G.F.*, (4), 7. p. 174-189.
— (1910) Sur la genèse des terrains cristallophylliens. *C.R. XI^e Congrès Géol. Int. Stockholm*, p. 587-595.
— (1925) Compte-rendu d'une excursion géologique dans les hautes vallées de la Dora Riparia, de la Maira et de la Stura, en compagnie de MM. S. Franchi, W. Kilian et E. Raguin. *B.S. G.F.*, (4), 25, p. 839-855.
— (1928) Le pays des nappes des Alpes françaises. *C.R.A.S.*, 186, p. 49-53.

UFFICIO GEOLOGICO D'ITALIA (1899) Carta geologica d'Italia nella scala di 1/1000000 (Roma).
— (1908) Carta geologica delle Alpi occidentali. Scala di 1/400000 (ZACCAGNA D., MATTIROLO E., NOVARESE V., FRANCHI S., STELLA A.) (Roma).
— (1912) Carta geologica d'Italia. Foglio 41 della Carta al 100000: *Gran Paradiso* (MATTIROLO E., NOVARESE V., FRANCHI S., STELLA A.).
— (1912) Carta geologica d'Italia. Foglio 42 della Carta al 100000: *Ivrea*. (MATTIROLO E., NOVARESE V., FRANCHI S., STELLA A.).
— (1913) Carta geologica d'Italia. Foglio 55 della Carta al 100000: *Susa* (MATTIROLO E., NOVARESE V., FRANCHI S., STELLA A.).
— (1925) Carta geologica d'Italia. Foglio 56 della Carta al 100000: *Torino* (MATTIROLO E., NOVARESE V., FRANCHI S., STELLA., SACCO F.).
— (1931) Carta geologica d'Italia nella scala di 1/1000000, 3ª ed., (Roma).

VALLET J.M. (1950) Etude géologique et pétrographique de la partie inférieure du Val d'Hérens et du Val d'Hérémence (Valais). *B.S.M.P*, 30, p. 322-476.

WEGMANN C.E. (1935) Zur Deutung der Migmatite. *Geol. Rundschau*, 26, p. 307-350.

WENCK E., (1948) Ostalpines und penninisches Kristallin. *B.S.M.P.*, 28, p. 761-771.

ZACCAGNA D. (1887) Sulla geologia delle Alpi occidentali, con due tavole di sezioni ed una carta geologica al 1/1000000. *B.R.C.G.I.*, 18, p. 346-417.
— (1892) Riassunto di osservazioni geologiche fatte sul versante occidentale delle Alpi Graie. *Ibid.*, 23, p. 175-244.

ZACCAGNA D., MATTIROLO E. (1892) Carta geologica della parte centrale delle Alpi Graie. Scala di 1/250000 (Roma).

DEUXIEME THESE

CONTRIBUTION A L'ETUDE PETROGRAPHIQUE DES PEPERITES ET DU VOLCANISME TERTIAIRE DE LA GRANDE LIMAGNE

Vu et approuvé:

Clermont-Ferrand, le 6 mars 1953,

Le Doyen de la Faculté des Sciences,

E. DUBOIS

Vu et Permis d'imprimer:

Clermont-Ferrand, le 6 mars 1953,

Le Recteur de l'Académie de Clermont,

M. BAYEN